

FRANZ RAINER SEMMELMANN

BEITRÄGE ZUR GEOMORPHOLOGIE DES MESSELER HÜGELLANDES

Frankfurt am Main

1964



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546413_0028

BEITRÄGE ZUR GEOMORPHOLOGIE DES MESSELER HÜGELLANDES

Inaugural - Dissertation
zur Erlangung des
Doktorgrades
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Johann Wolfgang Goethe-Universität

Frankfurt am Main

vorgelegt von
Franz Rainer Semmelmann
aus Bocholt - Westfalen
1964



1. Referent: Prof. Dr. H. Lehmann
 2. Referent: Prof. Dr. A. Krenzlin
- Tag der mündlichen Prüfung: 18.2.1964

Inhaltsverzeichnis

I	Das Untersuchungsgebiet	13
1.	Das Messeler Hügelland und sein Umland.	13
2.	Geologische Formationen und geologischer Werdegang	14
3.	Aufgaben- und Problemstellung	17
II	Die Formen und Formengruppen des Messeler Hügellandes und des Odenwaldrandes	19
1.	Die Formengruppen verschiedener Höhenstufe im Messeler Hügelland	20
a)	Die Flachreliefgebiete mit durchweg 180 m Meereshöhe	20
b)	Die Flachkuppen über dem Niveau der Wasserscheide	21
c)	Die Abdachung von der Wasserschei- denzone	21
2.	Die Formengruppen südlich des Messeler Hügellandes am Rande des Odenwaldes ...	22
a)	Das Flachreliefgebiet im Niveau des Mainzer Berges	22
b)	Das Hundsrück-Rehkopf Niveau	23
c)	Das Silberberg Niveau	23
III	Die Entstehung der Fußfläche im Messeler Hügelland	27

1. Die Formengruppen und die Gesteinsarten in ihrer räumlichen Verbreitung	27
a) Die Flachkuppen	27
b) Die Zone der Wasserscheide	27
c) Die Abdachung von der Wasserscheidenzone	28
d) Der Höhenzug Mainzer Berg - Tannenkopf	28
e) Das Hundsrück - Rehkopf Niveau	28
f) Das Silberberg Niveau	28
2. Die denudative Anlage der Fußfläche	29
a) Die Wasserscheide als Fußflächenrest.	
b) Die Fußfläche als Glied der denudativen Flächentreppe im nördlichen Odenwald	
3. Die zeitliche Stellung der Fußflächenbildung	31
a) Die "untere" zeitliche Begrenzung der Fußflächenbildung	
b) Die "obere" Zeitgrenze der Fußflächenbildung	
IV Die pleistozäne Reliefentwicklung	35
1. Formen des Frostschutts	36
a) Rotliegendkonglomerate	
b) Melaphyre, Basalte und Trachyte	
c) Grobe Sandsteine und Arkosen	
d) Feiner Sandstein und Tonschiefer	
e) Schichtverband und Frostschuttlagerung	
2. Eiskeilspalten	39
a) Fundstellen von Eiskeilspalten im Messeler Hügelland	
b) Größe und Größenordnung der Eiskeilspalten	

c)	Querprofile der Eiskeilspalten	
d)	Lagerung des Frostschutts und <u>Schicht</u> gesteins an den Keilwangen	
e)	Füllung und Deckmaterial der <u>Eiskeil</u> spalten	
f)	Zeitliche Einordnung der Eiskeil- spaltenbildung	
g)	Würmzeitliche Abtragungsintensität	
3.	Materialtransport, Abtragung und Hohlformenschatz	62
a)	Sonderformen der Solifluktion	62
b)	Die Dellen	67
c)	Der Sohlentalabschnitt	70
4.	Die Wirksamkeit pleistozäner Abtragung im Messeler Hügelland	77
5.	Äolische Ablagerungen	80
V	Ergebnisse der geomorphologischen Unter- suchungen im Messeler Hügelland	93
VI	Schriften- und Kartenverzeichnis	97
VII	Anhang	117

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Geologische Übersichtsskizze	16
Abb. 2	Längsprofil durch das Messeler Hügelland und südlich angrenzende Flachreliefgebiete	25
Abb. 3	Morphologische Übersicht (im Anhang) .	117
Abb. 4	Lageplan der Eiskeilspalten östlich von Messel	42

Abb. 5	Fundstellen von Eiskeilspalten am Alten Berg nördl. von Götzenhain	43
Abb. 6	Schematische Hangprofile am Alten Berg	44
Abb. 7	Verlaufrichtungen von Eiskeilspalten .	45
Abb. 8	Eiskeilspalte im wenig gestörten Festgestein	52
Abb. 9	Relative Profillängen von Eiskeilspalten	53
Abb. 10	Korngrößenzusammensetzung von Deckmaterial und Eiskeilspaltenfüllung ...	56
Abb. 11	Korngrößenanalyse von Deckmaterial Über Eiskeilspalten	58
Abb. 12	Summenkurven der Kornklassen von Eiskeilspaltenfüllungen	58
Abb. 13	Korngrößenanalyse von Proben der oberen Solifluktsdecke	64
Abb. 14	Abdachungsrücken und Sohlentalung an der Westseite des Messeler Hügellandes	71
Abb. 15	Aufschluß Bayerseich	75
Abb. 16	Aufschlußprofil 1 östlich Bayerseich .	75
Abb. 17	Aufschlußprofil 2 östlich Bayerseich .	76
Abb. 18	Korngrößenanalysen äolischer Ablagerungen	84
Abb. 19	Korngrößenzusammensetzung einiger fluvialer und äolischer Sande	87

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. H. Lehmann angeregt. Anlaß zu geomorphologischen Untersuchungen im Messeler Hügelland waren die vor Jahren auf einer Institutsexkursion entdeckten Eiskeilspalten. Sie sind im Rotliegenden unterschiedlicher Aufbereitungsstufe ausgebildet. Periglaziale Eiskeilspalten des Pleistozän, die im Festgestein ausgebildet wurden, sind bislang noch nicht beschrieben worden. Außer den Institutsmitgliedern bekannten Vorkommen konnte ich bei Untersuchungen im Gelände weitere 40 Eiskeilspalten im Rotliegenden feststellen, so daß z.Zt. über 60 Eiskeilspalten bekannt sind. Ein Teil dieser Funde war bei Bauarbeiten nur vorübergehend erschlossen und wurde aus diesem Grunde in einer Kurznotiz (SEMMELMANN) veröffentlicht. Die Eiskeilspalten aufzunehmen und ihre Stellung in der jungpleistozänen Formengeschichte des Gebietes aufzuzeigen, erwies sich als verlohnende Aufgabe. Eine umfassende Darstellung der Geomorphologie der naturräumlichen Einheit Messeler Hügelland konnte im Rahmen einer ersten Bearbeitung dieses Gebietes noch nicht vorgenommen werden.

Ich danke an erster Stelle Herrn Professor Dr. H. Lehmann für die Übertragung, Förderung und Orientierung dieser Arbeit. Mit Herrn wissenschaftl. Rat Dr. Gerstenhauer (Frankfurt) und Herrn Quartärgeologen Dr. Semmel (Wiësbaden) konnte ich einige

Aufschlüsse im Arbeitsgebiet aufsuchen. Ihnen sei hierfür, des weiteren für manche Diskussion und die Beratung bei der Materialanalyse verbindlich gedankt. Herr Dr. Semmel übernahm weiterhin in dankenswerter Weise die Schwermineralanalyse und Korngrößenbestimmung einiger Proben. Den Herren Dr. Nöring, Oberregierungsgeologe, Dr. Matthess, Regierungsgeologe und Dr. Schmitt, Regierungsgeologe im hessischen Landesamt für Bodenforschung bin ich zu Dank verpflichtet für die Bereitwilligkeit, mit der sie mir Auskünfte über Aufschlüsse und Bohrungen in diesem Gebiet gegeben haben. Herr Professor Dr. Rein (Frankfurt) führte einige Gesteinsbestimmungen durch. Herr Professor Dr. Bartz (Freiburg) bestimmte einige problematische Gerölle aus dem Aufschluß Waldesruh bei Eppertshausen. Herr Dipl. Geol. Dr. F. Krämer (Reyershausen) führte Quarzkornfarbenbestimmungen an Sandsteingeröllen aus diesem Aufschluß durch. Herr Dr. Schaarschmid vom Forschungsinstitut Senckenberg besorgte pollenanalytische Untersuchungen von Material aus diesem Aufschluß. Herr Dr. G. Matthess teilte freundlicherweise die Ergebnisse einer tonmineralogischen Untersuchung von Material aus diesem wichtigen Aufschluß mit. Herr Dr. Zilch vom Forschungsinstitut Senckenberg bestimmte umgelagerte Lössschnecken aus einer Sandgrube bei Traisa. Herr Forstmeister Dr. Zimmermann (Wiesbaden) überließ mir in dankenswerter Weise Ergebnisse seiner bodenkundlichen Standortkartierungen, von denen ich im Forstamt Langen - durch freundliches Entgegenkommen von Herrn Forstmeister Lütgemann - Bohrungs- und Einschlagverzeichnisse einsehen konnte. Ihnen sei an dieser Stelle für ihre Hilfe verbindlich gedankt. Herrn Dipl. Geol. E. Becker (Hannover) verdanke ich die Kenntnis einiger Ergebnisse seiner bodenkundlich-stratigraphischen Untersuchungen an Flugsanden im nördlichen Rheingrabengebiet. Der Beauftragte für Bodenaltertümer des Kreises Offenbach, Herr K. Nahrgang, regte die Veröffentlichung einer Fundnotiz über die Eiskeilspalten am Alten Berg an und vermittelte den Grundriß des Projektes "Spitzer Berg".

Nicht zuletzt statte ich der hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät der Johann Wolfgang Goethe-Universität meinen Dank ab für die mir gewährte wesentliche Unterstützung. Durch die Bewilligung von Mitteln aus der Fritz von Thyssen-Stiftung war es mir möglich, die umfangreichen Gelände- und Laboruntersuchungen durchzuführen.

Schließlich sei allen gedankt, die mir bei Bohrungen und beim Transport des oft umfangreichen Probenmaterials geholfen haben.

Die Geländebegehungen wurden im Sommer 1962 und 1963 durchgeführt, und zwar anhand von Luftbildern und Kartenmaterial.

I - Das Untersuchungsgebiet

1. Das Messeler Hügelland und sein Umland

Im Wechsel zwischen flachen Rundhügeln und weiten Talmulden wird demjenigen, der den Rot liegendhorst zwischen Langen, Dietzenbach, Dieburg und Darmstadt in nordsüdlicher Richtung durchquert, ein bezeichnendes Merkmal dieses Raumes deutlich. Die wellige Oberflächengestalt hat dem Gebiet die treffende Bezeichnung Messeler Hügelland eingebracht.

Nach den Reliefverhältnissen hebt sich dieser Raum von seinem Umland ab. Im Norden grenzt das Messeler Hügelland an die schwach zertalten Schotterterrassen des Untermain, im Westen und im Osten an die weiten Ebenheiten des Oberrheintals und der Hanau-Seligenstädter Senke. Am Rande des Odenwaldes steigt das Gelände in leichten Absätzen an, bei gleichzeitiger Zunahme der Reliefenergie. Lediglich gegen den Rheingraben begrenzte eine schwache Geländestufe das Messeler Hügelland. Sie kann in ihrem Verlauf trotz mehrerer Talausstritte als Linie verfolgt werden.

Nach Formtypus, Höhenstufe, Reliefenergie und Altersstellung der aufbauenden Gesteine nimmt das Messeler Hügelland eine Übergangsstellung zwischen kristallinem Odenwald und diluvialen Aufschütt

tungsdecken ein¹. Mit größter Nord-süd-Erstreckung von fast 20 Km und 8 - 10 Km Breite reicht diese Scholle vom Rande des Mittelgebirges weit in das Rhein-Main-Tiefland hinein. Dieses Gebiet zwischen drei ehemaligen Senkungsfeldern hat durch Hebungs- und Wölbungsvorgänge in Zusammenhang mit dem Odenwald seine Gestalt in einer verwickelten und z. T. noch unbekannten Abtragungsgeschichte erhalten.

2. Geologische Formationen und geologischer Werdegang.

Innerhalb einer Bestandsaufnahme der Reliefformen im Messeler Hügelland, deren genetischer Deutung und zeitlicher Einordnung kommt einer Übersicht über die geologisch-historische Entwicklung besondere Bedeutung zu. Sie will wichtige Tatsachen zum Verständnis des Formenschatzes vermitteln.

Das Untersuchungsgebiet gehört zu einer Störungszone am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. Im Jungpaläozoikum entstand nördlich des Odenwaldes und Spessarts ein Sedimentationstrog, der die Fortsetzung des Saar-Nahe-Gebietes² innerhalb der Saar-Selke Senke bildete. Er nahm den Detritus der nördlich und südlich gelegenen Schwellen auf. Die allgemeine Streichrichtung dieses rotliegenden Sedimentationsgebietes folgt der variskischen (NE). Das Rotliegende im Messeler Hügelland besteht aus roten bis rotbraunen Sandsteinen, Tonschiefern, Konglomeraten, Arkosen sowie plattigen Kalken, fernerhin aus Melaphyrdecken und Quarzporphyr. Diese Bildungen werden allgemein den Tholeyer und Söterner Schichten der Saar-Nahe Senke gleichgestellt.

(1) In der "Naturräumlichen Gliederung der Bundesrepublik Deutschland" MEYNEN (Hgb) 1956, wird das Messeler Hügelland (Einheit 230) zum Rhein-Main-Tiefland gerechnet.

(2) NÖRING, 1951.

Auffallend ist das Fehlen unterrotliegender Ablagerungen im Bearbeitungsgebiet, die nordwestlich und nordöstlich des Messeler Hügellandes bei Hofheim und im Aschaffgebiet zutage treten. Auf diese Lücke hat zunächst wohl KELMM (1908) hingewiesen. NÖRING (1951) gab den beschriebenen Lagerungsverhältnissen im Untersuchungsgebiet die Deutung einer Querschwelle innerhalb der Saar-Selke Senke. Diese Querschwelle aus voroberrotliegender Zeit nimmt etwa nordsüdlichen Verlauf. Seit dem Paläozoikum liegen demnach tektonische Leitlinien etwa nordsüdlicher und nordost-südwestlicher Ausrichtung vor. An derartige Linien lehnt sich z.T. die tertiäre Entwicklung dieses Gebietes im Mainzer Becken an. Mesozoische Ablagerungen¹ waren im engeren Bearbeitungsgebiet bereits abgetragen, als die mitteleozänen Ablagerungen bei Messel zum Absatz kamen. Diese lutetischen Sedimente wurden auf dem Rotliegenden bzw. dem kristallinen Grundgebirge abgelagert und sind heute noch in einigen engbegrenzten Senkungsfeldern auf dem Horst erhalten geblieben². Weitere Reste tertiärer Sedimentation sind bei Offenthal - wahrscheinlich handelt es sich um miozäne Ablagerungen - auf dem Rotliegendhorst und am Rande des Bearbeitungsgebietes in der Neu-Isenburger Quersenke, sowie am östlichen Rheingrabenrand erhalten. Pliozäne Ablagerungen sind vor allem an der Ostseite des Messeler Hügellandes, am Rande der Hanau-Seligenstädter Senke verbreitet. Pleistozäne Sedimente der Gersprenz, des Maines und Rheines umgeben den Sprendlinger Horst, den pleistozäne und junge Flug- und Treibsande z.T. bedecken. Die Verbreitung der oben aufgeführten Vorkommen vergleiche in Abbildung 1.

Für die Ausbildung des heutigen Formenschatzes im Messeler Hügelland waren die post-basalttrachytische Abtragungsphase und das pleistozäne Geschehen maßgebend.

-
- (1) Vergl. Abb.: 1, Signatur 3.
 - (2) Neuere Beobachtungen zur Geologie des Messeler Eozänvorkommens bringt MATTHES (1956).



Abbildung 1

Nach KLEMM, WENZ u.a. gehören die Basalte und Trachyte des Bearbeitungsgebietes in das Tertiär. NÖRING (1957, Tafel 13) stellt die Intrusiva und Extrusiva des Untermaingebietes in das mittlere und obere Miozän.

3. Aufgaben- und Problemstellung

Das Messeler Hügelland gehört zu einem unterbrochenen Saum von $\pm$ stark zerschnittenen Flachreliefgebieten, die den Rahmen des Mainzer Beckens umlaufen. BEHRMANN (1939) bezeichnet das Messeler Hügelland als die nördliche Fußfläche des Odenwaldes. Bislang war dieses Gebiet noch nicht Gegenstand einer eingehenden geomorphologischen Untersuchung. Aufgabe der vorliegenden Arbeit ist es, den Formenschatz dieses Gebietes zu erfassen, genetisch zu deuten und altersmäßig einzuordnen. Es sollen die formschaffenden Vorgänge herausgestellt werden, welche das Relief nachhaltig gestalteten.

Das untersuchte Gebiet wurde in der umfangreichen Spezialliteratur zur Morphologie des Odenwaldes und seiner Teilgebiete - neuere Übersichten finden bei FLIEDNER (1957), ZIENERT (1957) und GRAUL (1963) - nur beiläufig oder überhaupt nicht erwähnt. Erst ZIENERT (1957) bezieht das Rotliegendgebiet nördlich des kristallinen Odenwaldes in seine Zusammenstellung der Odenwald-Großformen mit ein. Nach ZIENERT gehört unser Untersuchungsgebiet zwei Einebnungsflächen an: seiner "unteren Formengemeinschaft" und einem intermediären Flächenniveau (Höhenzug "Am Steigerts - Mainzer Berg"). Aus der Sicht der Reliefverhältnisse in unserem weiteren Untersuchungsgebiet erscheint an dieser Zusammenstellung zunächst ungewohnt, daß die Höhenunterschiede zwischen diesen zwei Flächensystemen von ZIENERT geringer sind als die innerhalb seines intermediären Flächenniveaus. Dieser Sachverhalt braucht aber nicht gegen die von ZIENERT vorgenommene Odenwald-Großreliefgliederung zu sprechen.

Das erwähnte intermediäre Niveau sieht ZIENERT nun aus der unteren Formengemeinschaft hervorgegangen, und zwar durch denudative Vorgänge im Anschluss an eine Wölbungsphase. Diese Deutung konnte bei unseren Untersuchungen nicht bestätigt werden. Lage und Anordnung der Flächenreste im Sprendlinger Horst lassen das hier vorkommende Flächenniveau als die jüngere Anlage erscheinen und das höhergelegene Flachreliefgebiet (Mainzer Berg) als relativ ältere Anlage. Die von uns vorgenommene zeitliche Einordnung der Verebnungsvorgänge im Sprendlinger Horst stützt sich auf Anhaltspunkte im Untersuchungsgebiet selbst.

--oo0oo--

II - Die Formen und Formengruppen des Messeler Hügellandes und des Odenwaldrandes

Das Messeler Hügelland erstreckt sich vom Odenwaldrand nach Norden und reicht mit seinen flachen Höhenzügen - dem Grundriß nach in Zungenform - bis weit in das umgebende Flachland hinein. Es ist ein Gebiet, in dem die Abdachung des Odenwaldes bereits abgeklungen ist.

Die Reliefverhältnisse im nördlichen Odenwald, Messeler Hügelland und im Rhein-Maingebiet lassen sich nur im Kartenbild auf einen Blick erfassen. Die Odenwaldnordabdachung - vorwiegend von nordöstlich-südwestlich verlaufenden Talungen gegliedert - wird durch ein lebhaft bewegtes Relief bestimmt. Klein- und Großkuppen sowie Höhenrücken zwischen tiefeingelassenen Talsystemen beherrschen das Bild. Demgegenüber steht jenseits des Messeler Hügellandes das nur schwach zertalte Aufschüttungsland. Vereinzelt fließen hier sogar Gewässer der Hügellandbäche unter der Oberfläche weiter. Innerhalb dieses Rahmens von Mittelgebirgsrand und Aufschüttungsebenen tritt das Messeler Hügelland deutlich hervor durch seine markante Niveaukonstanz in den höheren Geländeteilen. Fernerhin weist es eine straffe Quergliederung durch Mulden- und Sohlentalungen auf, die zumeist senkrecht zur meridionalen Erstreckung dieses Gebietes verlaufen. Diese westöstliche Quergliederung zerlegt das Gebiet in ein unregelmäßig gelapptes, fast fiederförmiges, aber noch zusammenhängendes Vollformengerüst.

Im Folgenden werden nun Formengruppen zusammengestellt, die nach Formtypus, Höhenlage und Reliefenergie morphogenetisch sinnvolle Einheiten ergeben.

1. Die Flachreliefgebiete mit durchweg 180 m Meereshöhe

Sie umfassen folgende Reliefelemente:

- a) Die Flachreliefgebiete mit durchweg 180 m Meereshöhe.
- b) Die Flachkuppen über dem Niveau dieser Fläche
- c) Die Formen der Ost-, Nord- und Westabdachung des Messeler Hügellandes
- a) Die Flachreliefgebiete mit durchweg 180 m Meereshöhe

Gebiete sehr geringer Reliefenergie¹ - manchmal weniger als 0,5 % - weist jener Streifen variierender Breite und Ausrichtung auf, der im wesentlichen die unzerschnittene Zone der Wasserscheide zwischen Rhein, Main und Gersprenz bildet. Im großen gesehen nimmt die Wasserscheide nordsüdlichen Verlauf. Eine Ausweitung durch eine Querachse liegt im Raume südlich von Langen vor. Im wesentlichen umfaßt dieses Flachreliefgebiet die Höhenlage oberhalb der 180 m Isohypse, eine Höhe, die nur selten (SE Urberach) von den Oberläufen der Bäche erreicht wird.

Eine Quermuldung im Flachreliefgebiet der Wasserscheide, die im Raume südlich von Messel zu einer fast durchgreifenden Ost-West Talung geführt hat, trennt das nördliche Teilgebiet vom südlichen Teil des Messeler Hügellandes. Einschnürungen und

(1) Die hier angegebenen Beträge wurden nach der von THAUER 1954 beschriebenen Methode errechnet unter Zugrundelegung eines r von 500 m.

Unterschreiten der 180 m Höhenlinie kommen des häufigeren vor, so z.B. im Gebiet südlich der Messeler Höhe, im Raume Urberach sowie westlich der Ortschaft Götzenhain. Östlich von Darmstadt setzt sich diese Höhenstufe von reichlich 180 m fort, ohne dass die hier gelegenen Gebiete noch zur heutigen Wasserscheidenzone gehören.

Die Wasserscheide ist asymmetrisch nach Osten verlägert und beläßt den West- und Ostabflüssen ungleich lange Laufstrecken im Hügelland.

b) Die Flachkuppen über dem Niveau der Wasserscheide

Im Niveau dieses unzerschnittenen Flachre liefgebietes erheben sich einzeln oder auch in enganeinanderliegender Reihung kleine Hügel, die wegen ihrer Form als Flachkuppen bezeichnet werden. Sie heben sich deutlich vom Flachrelief der Wasserscheidenzone ab und weisen insgesamt in ihrer Anordnung eine nordsüdliche Aufreihung auf.

Nach dem aufbauenden Gestein und der Höhenlage über dem Flachrelief ergibt sich folgende Zusammenstellung der Flachkuppen:

- 1) Wingertsberg (in Dietzenbach); Melaphyr; 195,6 m; rel. Höhe dieses spornartigen Gebildes nach E.ca. 30 m, nach W: ca. 13 m.
- 2) Hexenberg (östlich Götzenhain); Melaphyr; 215,6 m; rel. Höhe: rund 45 m.
- 3) Kaupenwald (östlich Götzenhain); Melaphyr; 208,4m; rel. Höhe: ca. 45 m.
- 4) Ebertsberg (nordwestlich Dietzenbach); rotliegende klastische Sedimente; 191,4 m; rel. Höhe: ca. 26 m.
- 5) Buchenbusch (nordöstlich Offenthal); rotliegende Sedimente; 211,1 m; rel. Höhe: ca. 16 m.

c) Die Abdachung von der Wasserscheidenzone

An der Westabdachung des Messeler Hügellandes können als Typen der Abdachung folgende Vollformen hervorgehoben werden:

- 1) Die schmalen Riedel oder die parallelen Langrücken
- 2) Das ungegliederte Relief des breiten Abdachungs-
saumes im Gebiet östlich und südlich von Langen
(Im Folgenden wird dieser Geländeteil wegen sei-
ner Geschlossenheit als "blockartiges Relief"
bezeichnet.)

An der Ostseite zeichnet sich der Abstieg von der Wasserscheidenzone durch komplexere Formen aus. Die Abdachung wird hier durch kurze Rückenzüge mit abgesetzten, bereits deutlich abgegliederten Einzelkuppen (Hainbuche, Eichenbühl, Leisen Bühl, Jockert, Kappewald Bl. 6018) charakterisiert. Zwischen Rücken und Kuppen wurde in Rinnen und auch flächenhaft pliozänes Material abgelagert.

2. Die Formengruppen südlich des Messeler Hügellandes am Rande des Odenwaldes

Während im Messeler Hügelland nur Reste eines Flachreliefgebietes festgestellt wurden, liegen im Bereich der auslaufenden Odenwaldnordabdachung differenziertere Reliefverhältnisse vor.

Die südlich des Messeler Hügellandes festgestellten Formengruppen umfassen die Höhenstufen von etwa 200 - 230 + m, 270 - 290 m und 320 + m. Diese Höhenlagen sind an flachrückenartige Vollformen gebunden. Die Rücken werden von Flachreliefgebieten in der Höhenstufe der nächst niederen Vollformengruppe umsäumt.

a) Das Flachreliefgebiet im Niveau des Mainzer Berges

Ein deutlicher Anstieg auf ein höheres Niveau findet sich um den Mainzer Berg und um den Tannenkopf - Howaldskopf mit 227 m, 226 und mehr als 220 m. Es handelt sich um ein schmales Flachreliefgebiet, das zwischen Mainzer Berg und Tannenkopf eine sanfte Einmuldung ausbildet, die knapp unter 200 m liegt. Diese Höhengruppe hat eine angenähert nordost

südwestliche Ausrichtung. Das Schichtstreichen des Rotliegenden verläuft in der NE-SW Richtung des Höhenzuges. Der Höhenunterschied zwischen flachem Rücken und dem umgebenden Flachreliefgebiet beträgt etwa 35 - 47 m.

b) Das Hundsrück - Rehkopf Niveau

Etwas nach Südwesten vom Mainzer Berg abgesetzt finden wir einen weiteren Flachrücken. Er besteht aus Flachreliefresten, die von den Erhebungen Rehkopf, Hundsrück und der Anhöhe 289 m gebildet werden. Dieser Höhenzug verläuft angenähert parallel zum Mainzer Berg - Tannenkopf. Der Flachrückenzug mit 270 - 290 m Höhe wird von einem Flachreliefgebiet umsäumt, das die Fortsetzung des Mainzer Berg Niveaus ist. Diese Fußflur ist besonders deutlich an der Nordwestflanke des Höhenzuges ausgebildet.

c) Das Silberberg Niveau

Südlich der Modau erstreckt sich als ein weiterer Höhenzug das Silberberg Niveau in 320 + m Höhe. Auch dieser Flachrücken verläuft angenähert parallel zu den zuvor erwähnten flachen Höhenzügen.

Die oben aufgeführten Flachrücken laufen in ihrer südwestlichen Fortsetzung gegen Nord-Süd gerichtete Höhenzüge am Rande des Rheingrabens aus. Die unterschiedenen Flachreliefgebiete im Messeler Hügelland und am Rande des Kristallinen Odenwaldes werden hier noch einmal zusammengefaßt.

F 04 Silberberg, Hohe Rod Berg	<u>330 + m</u>
F 03 Rehkopf, Hundsrück, Höhe 289, Sesenberg, Vogelherd und Finstere Hölle	<u>270 - 290 m</u>
F 02 Mainzer Berg, Tannenkopf, Howaldskopf, Stellkopf, Rabenest, Franzosenberg etc.	<u>200 - 240 m</u>

F 01 Höhenzone der Wasserscheide im
Messeler Hügelland und Fußregion
um den Mainzer Berg

180 + m

Auf die Stellung der Flachkuppen im Bereich der
Wasserscheide wurde zuvor hingewiesen.

--ooOoo--

Längsprofil¹ durch das Messeler Hügelland
und südlich angrenzende Flachreliefgebiete



Abbildung 2

(1) - Abgesetzter Profilzug nordsüdlicher Richtung,
der den im Text angegebenen Reliefelementen folgt.

III - Die Entstehung der Fussfläche im Messeler Hügelland

1. Die Formengruppen und die Gesteinsarten in ihrer räumlichen Verbreitung

Für die zuvor aufgeführten Formengruppen ergibt sich zunächst die Frage nach einem Zusammenhang zwischen Groß- und Einzelformen sowie der Gesteinsart, in der diese Formengruppen ausgebildet wurden. Ich führe nochmals die einzelnen Formengruppen auf.

- a) Die Flachkuppen bestehen aus rotliegenden Sedimentgesteinen und Melaphyren.
- b) Die Zone der Wasserscheide im Bereich des Messeler Hügellandes ist in rotliegenden Sedimentgesteinen und Melaphyren ausgebildet.

Im großen gesehen setzt sich dieses Niveau über die verschiedenen Gesteinsarten hinweg.

Daß die vulkanischen Bildungen des Perms sich un einheitlich verhalten - an manchen Stellen liegen die Melaphyre glatt im Niveau der Fläche, an anderen Stellen treten sie topographisch schwach hervor - braucht nun nicht sonderlich zu verwundern. Derartige Unterschiede können durchaus auf petrographischen Unterschieden beruhen, die makroskopisch nicht erfaßbar sind.

Als wesentlich erscheint in diesem Zusammenhang, daß die Höhenunterschiede im Bereich der Wasserscheide bei enger Verzahnung zwischen Ost- und

Westabflüssen des Hügellandes bedeutender sind als sogenannte "gesteinsbedingte" Einzelformen des Reliefs. Zur zeitlichen Einordnung dieser Erscheinungen nehmen wir später Stellung.

- c) Unterhalb der Wasserscheide des Messeler Hügellandes besteht die West-, Nord- und die Ostabdachung aus Rücken, "blockartigem Relief" und abgesetzten Einzelkuppen. Auch diese Formen fallen nicht mit der Verbreitung eines bestimmten Gesteins oder einer Gesteinsart zusammen. Lediglich die große Trachytintrusion östlich von Messel bildet eine Ausnahme.

- d) Der südlich des Messeler Hügellandes anschließen der Höhenzug Mainzer Berg - Tannenkopf ist im wesentlichen ebenfalls aus Rotliegendem aufgebaut.

Teile des Westabfalles dieses Höhenzuges bestehen jedoch aus Granit und Diorit, ohne daß man aber eine Hangasymmetrie feststellen kann. An verschiedenen Stellen liegen um den Mainzer Berg Teile des kristallinen Grundgebirges inmitten der Rotliegendenvorkommen erschlossen. Die Grundgebirgsreste, die auch hier topographisch nicht hervortreten, werden als abgeschnittene Kuppen der permischen Auflagerungsoberfläche aufgefaßt. Die prae-oberrotliegende Auflagerungstopographie wird hier deutlich geschnitten und von einer Anlehnung der heute vorhandenen Verflächung an die sogenannte prae-permische Rumpffläche kann hier keineswegs gesprochen werden.

- e-f) Die weiter südlich anschließenden Höhenzüge mit Flachreliefresten in etwa 270 und 320 m bestehen aus den verschiedenen Gesteinen des Kristallinkomplexes.

Die voraufgehende Zusammenstellung zeigt somit klar, daß eine direkte Korrelation zwischen den einzelnen Formengruppen des Großreliefs und der Verbreitung verschiedener Gesteinsarten undurchführbar ist. Die Verflächungen am Odenwaldnordrand ziehen - wie wir bereits gesehen haben - über die Vorkommen verschiedener Gesteinsarten im großen gesehen glatt hinweg.

2. Die denudative Anlage der Fußfläche

Die genetische Deutung des Formenschatzes im Messeler Hügelland kann von der Annahme einer Verflächung ausgehen. Sie ist in der Wasserscheidenzone, die wechselnde Breite bei $\pm$ gleichbleibender Höhe aufweist, noch heute deutlich zu erkennen. Die angenommene Verebnung geht - wie mehrfach hervorgehoben wurde - im großen gesehen über die verschiedenen Gesteinsarten unterschiedlicher Altersstufe hinweg.

Nun ist die oben angenommene Verebnung in ihren heutigen Resten keineswegs völlig eben, noch wird sie zur Zeit ihrer Anlage tischeben gewesen sein. Diese Feststellung betrifft die kleinen Unebenheiten, z.B. die sogenannten "gesteinsbedingten" Anhöhen von wenigen Metern¹. Die Flachkuppen, die der Verebnung deutlich aufsitzen und z.T. eine eigene Fußzone aufweisen, werden hier jedoch als Reste älteren Reliefs angesehen.

Im regionalen Bild kann man den Sprendlinger Horst als eine während des ganzen post-basaltischen Tertiärs niemals stärker herausgehobene Scholle ansehen, welche vermutlich die unterste Stufe einer Flächentreppe bildet. Diese Deutung ist insofern vertretbar, als die Flachreliefgebiete des nördlichen Odenwaldes von Verebnungsresten der jeweils nächst niederen Höhenstufe in schmalen Saum umlaufen werden. Die getreppte Anordnung der Höhenstufen und der leistenartige Umlaufrand deuten auf eine denudative Entstehung der Flächentreppe hin. Bestätigt wird diese Deutung dadurch, daß hier keine Bruchtektonik nachgewiesen ist.

Die Anlage einer solchen Flächentreppe fällt also in eine Zeit, in der gesteinsmäßige Un-

(1) BÜDEL (1957,2) deutet derartige Erscheinungen an der "unteren Einebnungsfläche" als Zeugen unterschiedlicher Widerständigkeit der Gesteine gegenüber der chemischen Verwitterung.

terschiede durch die Verwitterung weitgehend ausgeschaltet waren. Man muß deshalb ein "subtropen-ähnliches Klima"¹ annehmen, wie es während gewisser Zeitabschnitte des Tertiärs geherrscht hat. Eine solche Annahme kann im Hinblick auf die Entwicklung des Südwestdeutschen Raumes, vor allem aber auch im Sinne JESSENS (1938) gefordert werden.

Nun wurden aber bei der Geländebegehung im Messeler Hügelland und angrenzenden Randgebiet des Odenwaldes zwar tonige Verwitterungsreste rotliegender Sedimentgesteine aufgefunden², jedoch konnte ein tertiäres Alter dieser Substrate nicht nachgewiesen werden. Die Tatsache, daß keine Verwitterungsdecken in situ erhalten bzw. bekannt sind, braucht bei der engen Zertalung des Gebietes aber nicht zu überraschen.

Die getreppte Anordnung der Flachreliefgebiete wurde als denudative Anlage gedeutet. Eine solche Annahme fordert, daß die verschiedenen Gebiete heutigen Flachreliefs durch tektonische Aufwärtsbewegung der Scholle nacheinander in das Denudationsniveau gerückt wurden. Da keine Bruchtektonik bekannt ist, darf man eine unterbrochene Wölbungsphase ansetzen.

Für das Gebiet, das hier zur Untersuchung vorliegt, kann man voraussetzen, daß es aufgrund seiner Nähe zur maßgeblichen Erosionsbasis leicht von Flächenbildung und denudativen Vorgängen im Anschluß an eine Wölbungsphase erfaßt wird. Aufgrund der Tat-

-
- (1) Prof. Dr. H. Louis in einem Diskussionsbeitrag während der Tagung der Karstkommission in der I.G.U., Stuttgart, 1963.
 - (2) z.B. im Hainer Wald, östlich von Langen (Bl. 6018) steht aufbereitetes Material an, dessen hoher Gehalt an Material kleiner als 0,002 mm (über 40 %) den Schluß auf möglicherweise tertiäre Verwitterungsreste nahelegen könnte. Im Schwermineralgehalt überwiegt (40 %) jedoch Apatit ohne Ätzungsspuren. Die Annahme tertiärer Verwitterungsreste wird hier somit unhaltbar.

sache, daß durch Silikatlösung gut konsolidiertes, klastisches Schichtgestein selbst unter tropischem Klima nicht ohne weiteres zu flächenhaft-tiefgründiger Verwitterung neigt, nehme ich innerhalb der Rotliegendenvorkommen nördlich des Kristallinodenwaldes zwei tektonische Phasen an, die zur denudativ-fluvialen Flächenbildung Anlaß gaben: 1. die Herauswölbung des Mainzer Berges, 2. die Hebung des Sprendlinger Horstes. Im Zug dieser tektonischen Phasen - vermutlich handelt es sich um Verbiegungen - bildeten sich nun primäre Entwässerungsbahnen heraus. Sie folgten der neu geschaffenen Abdachung. Entlang dieser Entwässerungsbahnen und mit ihrem Vordringen entstand die Fußfläche des Odenwaldes. Bei diesem Vorgang wurde das vorhandene Relief nicht völlig aufgezehrt, so daß im Bereich örtlicher Wasserscheiden Restberge erhalten blieben. Diese Restberge sind die bereits mehrfach erwähnten Flachkuppen.

Somit finden wir im Sprendlinger Horst eine Einebnungsfläche, die am Fuße eines Höhenzuges ausgebildet wurde, der ebenfalls aus Rotliegendem besteht. Die Anlage des Niveaus der Fußfläche ist aufgrund der vorausgehenden Erörterungen jünger als das Mainzer Berg Niveau. Da im Messeler Hügelland weder der flächenhaften Abtragung korrelierbare Ablagerungen noch eindeutige Reste tertiärer Gesteinsverwitterung bekannt sind, kommt dem Versuch einer zeitlichen Einordnung der Flächenbildung besondere Bedeutung zu.

3. Die zeitliche Stellung der Fußflächenbildung

Nach der geologischen Aufnahme aus den Jahren 1890, 1910 und 1938 gelten die mitteleozänen Messeler Ablagerungen als jüngstes Sediment, das von der Verebnung mit erfaßt wird. Vorkommen dieser Ablagerungen finden sich in den engbegrenzten Senken bei Messel. Wahrscheinlich mittelmiozäne Ablagerungen bei Offenthal¹ werden ebenfalls geschnitten.

(1) Fossilien, die nach LUDWIG (Erl. zu Bl. Dieburg), hier gefunden wurden, sind nach KIRCHHEIMER (1957, 312) in das mittlere Miozän zu stellen. (Stratioites kaltennordheimensis ZENKER).

Aus der Tatsache, daß die wahrscheinlich mittel- bis obermiozänen¹ Basalte und Trachyte von der Ver-
ebnung des Messeler Hügellandes geschnitten werden,
läßt sich ein post-basalt-trachytisches Alter der
Fläche ersehen.

Eine sogenannte obere Begrenzung des Bestehens der Fläche und wahrscheinlicher Weiterbildung der Fläche ist im Folgenden gegeben: Vorablagerung der als Pliozän kartierten Tone und Sande an der Ostseite des Messeler Hügellandes war hier die Fußfläche in Anlehnung an eine tiefergelegene Erosionsbasis bereits teilweise zerlegt worden. Einer genaueren Einstufung dieser Ablagerungen wird für unsere Fragestellung somit besondere Bedeutung zugemessen. Bisher haben die Versuche, diese Sedimente eingehen-
der zu datieren fehlgeschlagen. Weder Pollenanalyse noch Schwermineral- und Tonmineralbestimmungen haben hier weiterhelfen können.

An einer einzigen Stelle besteht jedoch eine Datierungsmöglichkeit: In der Tongrube Waldesruh, westlich von Eppertshausen, liegt nach den bisherigen Aufschlüssen eine fluviale Ablagerungsfolge vor, die konkordant ist. Sie beginnt mit einer Wechselfolge von umgelagertem Grus mit vorwiegend tonigem Material und endet in eindeutig pleistozänen Mainablagerungen². Der basale Teil dieser Ablagerungsfolge kann als ober- bis oberst-pliozän gelten. Dieses Ma

(1) NÖRING, 1957, Tafel 13.

(2) Für die genaue Bestimmung einiger Problematica meiner petrographischen Schoteranalyse bin ich Herrn Prof. Bartz, Freiburg und Herrn Dipl.Geol. Dr.F.Krämer, Meyershausen zu Dank verpflichtet. Es wurden Lydit (Frankenwald), Kieselschiefer (verm. Frankenwald), Muscovitquartit (verm. Spessart) und nach der Quarzkornfarbenuntersuchung Buntsandstein (Felssandstein, vergleichbar mit Probe 278, Klein Hainbach bei Miltenberg, Main; Kornfarben ebenfalls nach KRÄMER (1961,28) 1r; 3r, 6r, 7r, 14r und 25r) u.a. bestimmt.

terial wurde in fluvialen Rinnen¹ abgelagert, die deutlich unter dem Niveau der Fußfläche liegen. Die hier beobachtete randliche Zerstörung der Fußfläche ist also älter als das die Rinnen ausfüllende Material. Wie alt diese pliozänen Fließbahnen nun sind - ob mittelplioän oder unter-oberplioän - kann an den bisherigen Aufschlüssen nicht festgestellt werden.

Wichtig erscheint aber, daß die Fußfläche im Sprendlinger Horst keine endtertiäre und keine endpliozäne Fläche ist, und daß im abgegrenzten Zeitabschnitt - nach dem was wir heute über paläoklimatische Verhältnisse wissen - eine Flächenbildung durchaus möglich war.

(1) Diese Rinnen sind z.T. über 10 m tiefer in die Fläche eingelassen als die pleistozänen Täler an der Ostseite des Messeler Hügellandes. (Aufschlußstand 1962/63).

IV - Die pleistozäne Reliefentwicklung

Die formschaffenden Vorgänge während des Pleistozäns bestanden in einer intensiven linearen Zerschneidung der tertiären Fläche des Sprendlinger Horstes in den Warmzeiten alternierend mit kaltzeitlicher solifluidaler Überformung. Wenn man die letztkaltzeitliche und postglaziale Talfüllung der West- und Ostabflüsse berücksichtigt, so erreichen die Talungen im Messeler Hügelland eine beachtliche Tiefe. Die pleistozäne Zerschneidung zerstörte jedoch nicht die gesamte Fußfläche am nördlichen Odenwald.

Die Grundvorgänge der Gesteinsaufbereitung, Abtragung und Ablagerung sind auch hier die gleichen, wie in den gletscherfreien Mittelgebirgen. Das Ausmaß der Wirkung von Frostsprengung, Solifluktion, Talverschüttung und Talausräumung schwankt jedoch stark. Die Exposition und Lage des Reliefs zu den jungen Senkungsfeldern im Westen, Norden und Osten des Messeler Hügellandes sowie dessen Gesteinsaufbau bedingen im wesentlichen die vorhandenen Unterschiede. Zeugen der pleistozänen Grundvorgänge der Gesteinsaufbereitung kann man heute noch in vielen Aufschlüssen des Messeler Hügellandes antreffen. Eine vollständige Kartierung der pleistozänen Klimazeugen und Kleinformen war im Rahmen dieser Bearbeitung nicht durchführbar. Die vorliegenden Untersuchungen stützen sich in erster Linie auf die zahlreichen neueren Aufschlüsse im Arbeitsgebiet. Anhand dieser Einschnitte wird eine Übersicht über typische Formen der jüngeren Reliefentwicklung des Messeler Hügellandes gegeben.

1. Frostsprengung und Formen des Frostschutts

Eine deutliche Trennung der pleistozänen von den holozänen Vorgängen kann nur an solchen Stellen vorgenommen werden, an denen eine weitgehende Fossilisierung von Form und Grad der pleistozänen Gesteinsaufbereitung eintrat. Die Erhaltung dieser pleistozänen Verhältnisse war zumeist mit einer frühzeitigen und mächtigen Sandbedeckung gegeben.

Im Einzelaufschluß ist es äußerst schwierig, das Alter der Decksande festzustellen, denn die Sande im Messeler Hügelland wurden in mehreren Phasen abgelagert und von den Winden wiederholt aufgegriffen. Nach den Feststellungen von SPITZ (1910) und W. WAGNER (1952), den Arbeiten von WALTER (1950, 1951) und BECKER (1963) kommen im nördlichen Oberrheingebiet Sandverwehungen bis in die jüngste Zeit vor. Sieht man von den wahrscheinlich durch menschliche Einflußnahme verursachten Sandumlagerungen der historischen und frühgeschichtlichen Zeit ab, so wird man mit BECKER die Hauptmasse der Flugsande, die sogenannten Bändersande, ins Hochglazial der Würmvereisung stellen. Nach BECKER werden im Rhein-Maingebiet die Bändersande durch schichtungslose Sande überlagert, in denen an einzelnen Stellen Alleröd-Tuffreste festgestellt wurden. Unterschiedliche Materialausprägung der Flugsande haben im Messeler Hügelland an verschiedenen Stellen eine gesicherte zeitliche Einordnung der äolischen Ablagerungen ermöglicht, und zwar in Anlehnung an die Untersuchungen der o.a. Autoren.

Im Bereich der Wasserscheidenzone stößt man unter Decksand vielfach auf Horizonte pleistozäner Gesteinsaufbereitung. Sie unterscheiden sich deutlich nach ihrer Mächtigkeit und nach der Art des Gesteinschutts. Rotliegendekonglomerate, die im Messeler Hügelland selten in durchgehenden Horizonten erschlossen wurden, neigen zur Bildung von knolligem Verwitterungsschutt. Die Einzelbestandteile des Konglomerat schutts bestehen noch sehr häufig, wenn auch nicht immer, aus den herausgelösten Geröllen der Rotlie

gendzeit. In Aufschlüssen mit derartigem Konglomeratschutt kann man nicht ohne weiteres feststellen, ob Materialverlagerung vorliegt oder ob es sich um einen nicht verlagerten Frostschutt handelt.

Vertiefungen in der Oberfläche des unverwitterten Gesteins wurden in einem Aufschluß am Steinberg, südöstlich von Langen, durch Konglomeratschutt aufgefüllt. Eine Verwechslung mit nicht verfrachtetem Frostschutt aus Konglomeratlinsen ist hier allerdings ausgeschlossen.

Frostschutt sehr unregelmäßiger Ausprägung liefern die permischen Melaphyre sowie die tertiären Basalte und Trachyte. Die kantigen Bruchstücke dieser Gesteine reichen von völlig unregelmäßiger, scherbig¹er Form bis zu fast regelmäßig prismatischer Ausbildung. Offensichtlich folgte im zuletzt erwähnten Fall die Frostsprengung den primären Kluftsyste²men des vulkanischen Gesteins.

Merkwürdig erscheint bei den aufgedeckten Trachytintrusionen, daß scherbiger Frostschutt¹ gleichzeitig mit faustgroßen "Bovisten" in tonigem Zersatz nahe der Oberfläche vorkommt. Beide Erscheinungen kann man an der "Sporneiche" östlich von Messel beobachten². Hier liegt scherbiger Schutt um das Trachytvorkommen verstreut, während die "Kartoffeln" am Hang der freigelegten Intrusion erschlossen wurden.

Die groben Arkosen und Sandsteine des Rot liegenden zerfallen im Messeler Hügelland unter Einwirkung des pleistozänen Klimas in scherbigen Schutt.

-
- (1) Pleistozäne Trachytscherben in charakteristisch kesselförmiger Anordnung konnten am "Hohen Berg", nördlich von Dietzenbach, beobachtet werden.
 - (2) Inwieweit es sich bei diesem Zersatz um reine Verwitterungsprodukte eines subtropenähnlichen Klimas oder um hydrothermalen Zerfall und klimatisch bedingtes Verwitterungsmaterial handelt, müßte im Rahmen einer detaillierten petrographischen Untersuchung festgestellt werden.

An der Basis der Flugsande sind die Scherben etwa einen Zentimeter stark und von der Größe eines Handtellers. Gegen die Tiefe erreichen sie die Größe eines Schaufelblattes und gehen in das plattig zerklüftete Gestein über.

Im Gegensatz zu den grobklastischen Sedimenten tendieren die feinkörnigen Sandsteine und Tonschiefer zu schuppig-feinblättrigem Zersatz. Vereinzelt findet man Tonschieferschichten, die in ein tonreiches, schichtungsloses Feinmaterial überführt wurden. Derartiges Material kommt sogar in Schichten zwischen unzersetzten Arkosebänken vor. Die Südwand des Aufschlusses Dressler (R.: 3477900; H.: 5541100; Bl. 5918) zeigte diese Erscheinung, die für eine geringere Widerständigkeit des Tonschiefers gegenüber pleistozäner Gesteinsaufbereitung spricht.

Unterhalb der Wasserscheidenzone kommen in einzelnen Aufschlüssen Sandsteine, Arkosen und vulkanische Bildungen unter den Sanden zum Vorschein, ohne daß an ihnen Anzeichen von Verwitterung oder Gesteinsaufbereitung sichtbar sind. In welchem starkem Maße die Auflagerungsoberfläche der Flugsande gegliedert sein kann, und wie die Intensität der Gesteinsaufbereitung auf engem Raume variiert, zeigen die zahlreichen Baugruben im Messeler Hügelland.

Unmittelbar neben Gruben, in denen unter den Decksanden das unverwitterte Rotliegende ansteht, konnten Baugruben gleicher Hanglage und Exposition im Frostschutt leicht ausgehoben werden.

Auf den breiteren Rücken des Messeler Hügellandes zeigt die Lagerung des Frostschutts häufig noch den ursprünglichen Schichtverband an. Diese Feststellung bezieht sich auf die Lagerung der Gesteinsscherben und auf den Tonschieferzersatz. Die Aufbiegungen an Tonschieferschichten, wie sie auf der Höhe des Alten Berges vorkommen, bilden eine Ausnahmeerscheinung.

Im Frostschutt zwischen Aufschluß 101 und 102 (vergl. Abb. 5) wurde ein im Querschnitt tablettförmiges Gebilde erschlossen, das auf pleistozäne

Frosteinwirkung im Auftauboden zurückzuführen ist.

Wenn man dagegen die Lagerung des Frostschutts an den Hängen betrachtet, so sind die hier vorkommenden Anklänge an die ursprüngliche Schichtlagerung der Arkosen und Sandsteine Ausnahmen. Viel häufiger findet man hier Gesteinsbruchstücke in den Solifluktuationsdecken, die hangparallel oder parallel zu Fließlamellen angeordnet sind.

Zur Vervollständigung der Aufschlußprofile unter den Decksanden seien noch die vereinzelt auftretenden Steinpflaster erwähnt. Diese wurden vor allem am Alten Berg als eine dünne Streu von Quarzen erschlossen, und zwar an der Basis der Flugsande. Die mattierten, etwa taubeneigroßen Quarze, z.T. in den typischen Formen von Windkantern, liegen sowohl auf einzelnen Frostscherben als auch auf den Fugen zwischen den Scherben. Eine derartige Steinstreue zeigt die Auswehung von Feinmaterial an, die vor Ablagerung der Decksande vonstatten ging.

Aufgrund des Abfließens von Gesteinsschutt und der Auswehung von Feinmaterial wird man die erschlossenen Horizonte pleistozäner Gesteinsaufbereitung als gestört und gekappt bezeichnen müssen. Somit dürfte sich aus den erhaltenen Horizonten wohl kaum die ursprüngliche Mächtigkeit der Frostschuttdecken im Messeler Hügelland rekonstruieren lassen. Die Reste der Gesteinsaufbereitung ermöglichen zwar eine qualitative Aussage zur pleistozänen Formenentwicklung, zu einer Untersuchung über die Intensität pleistozäner Abtragung eignen sie sich jedoch nicht. Eine solche Möglichkeit ist m.A. eher bei den Eiskeilspalten gegeben.

2. Eiskeilspalten

Im Messeler Hügelland wurden an vier verschiedenen Stellen insgesamt über 60 Eiskeilspalten mit Sandfüllung beobachtet. Sie kommen im Frostschutt des Rotliegenden vor und reichen an vielen Stellen bis in das weniggestörte Festgestein hinab.

Derartige Bildungen im Frostschutt des pleistozänen Periglazials sind in der Literatur nur in wenigen Fällen bekannt und sind nach den Beschreibungen nicht in allen Fällen als eigentliche Eiskeilspalten anzusprechen. Im Festgestein sind sie bislang unbekannt.

BRAND (1938) beschreibt Keilspalten im Bröckelschiefer (su). Mit Löß gefüllt erreichen sie übereinen Meter Tiefe. Nach der kurzen Fundnotiz weisen die Keilspalten deutliche Stauchungen des Nebengesteins auf (Aufwölben und Abbiegen der Schichten).

Altpleistozäne Eiskeilspalten im Burgsandstein bearbeitete BRUNNACKER (1963). Der Burgsandstein liegt hier aber als "schwachtoniger Sand mit geringem Verfestigungsgrad" vor. Über zapfenförmige Keilspalten von mehr als einem Meter Tiefe im Verwitterungsschutt jurassischer Kalke berichten KLIMEK (1961) und RADLOWSKA (1963). Sie weisen auf Störungen in der Lagerung des Kalksteinschutts zwischen den Spalten hin. Die Keilspaltenfüllung besteht aus einer Rendzina. In stark verwittertem, mürbem Burtsandstein (sm) des Schlitzerlandes fand SCHÖNHALS (1955) einen 1,4 Meter tiefen Eiskeilspalt mit Sandfüllung. K.H. KAISER (1958) erwähnt eine Keilspalte in tiefgründig verwitterten, devonischen Ablagerungen bei Bergisch-Gladbach. Die nur wenige Zentimeter breiten Spalten im anstehenden, unternamurischen Arkose sandstein bei Mühlheim-Ruhr erreichen eine Tiefe von etwa zwei Metern. KAISER hält sie für "Verfüllungen vertikaler Kluftsysteme" oder "Pseudoeiskeile".

Allen oben aufgeführten Bildungen des pleistozänen Periglazials ist gemeinsam, daß sie entweder in wenig verfestigtem Gestein oder in stark aufbereitetem, ehemals festem Gestein entstanden. Die Frage, ob die Gesteinsaufbereitung der Eiskeilbildung unmittelbar vorausging oder schon lange zuvor stattfand, muß bei vielen der beschriebenen Vorkommen offenbleiben. Eine solche Deutung, die das offene Klaffen von Klüften vor ihrer Auffüllung mit Sand voraussetzt, kommt nach Art und Querschnitt der Eiskeilspalten im Messeler Hügelland nicht in Betracht.

Die Eiskeilspalten des Messeler Hügellandes wurden an folgenden Stellen erschlossen:

1. in einem Steinbruch an der Nordseite der Straße Messel - Eppertshausen. (R.: 3482680; H.: 5534900 Bl. 6018).
2. in einem Wegeinschnitt an der Nordseite des Alten Berges (östl. der Flur "im krummen Stück"; R.: 3481700; H.: 5540950; Bl. 5918).
3. in einem Steinbruch südöstlich von Langen (R.: 3478040; H.: 553820; Bl. 5918).
4. am Alten Berg, westlich und östlich der "Neuhöfer Straße", zwischen Götzenhain und dem Neuhof. (Bl. 6018)

Die Eiskeilspalten kann man nun in diesen Aufschlüssen über kürzere Entfernungen - z.T. bis 15 m - verfolgen. Die Verlaufrichtungen der Eiskeilspalten wurden aufgenommen und in Abbildung 7 zusammen gestellt.

Bei der Beobachtung der grundrißmäßigen Anordnung der einzelnen Eiskeilspalten wird bald ersichtlich, daß ein Eiskeilspaltensystem vorliegt. Mit wechseln dem oder auch ziemlich gleichem Horizontalabstand zwischen den Eiskeilspalten durchsetzen die netzartigen Spaltensysteme am Alten Berg die Tonschiefer, Sandsteine und Arkosen. (Abb. 5 Aufschlüsse 107, 112)

In der topographischen Lage sind diese Eiskeilspalten-Vorkommen an allen vier Stellen auf die Randzone der heutigen Wasserscheide beschränkt. Die Lage der Eiskeilspalten-Systeme im Gelände reicht von der Höhe der Flachrücken hangab bis zum Hangfuß, wie in Abbildung 6 ersichtlich ist.

Größe und Größenordnung der Eiskeilspalten

In den Einschnitten konnten die wichtigsten Untersuchungen an den Eiskeilspalten vorgenommen werden, jedoch waren die Aufschlüsse nicht immer so tief angelegt, daß alle Eiskeilspalten bis zu ihrer Spitze freilagen.

Lageplan der Eiskeilspalten östlich von Messel
(Fundstelle 1)

Nordseite der Strasse Messel - Eppertshausen
(nahe des Punktes 184,2 m N.N.) Bl. 6018

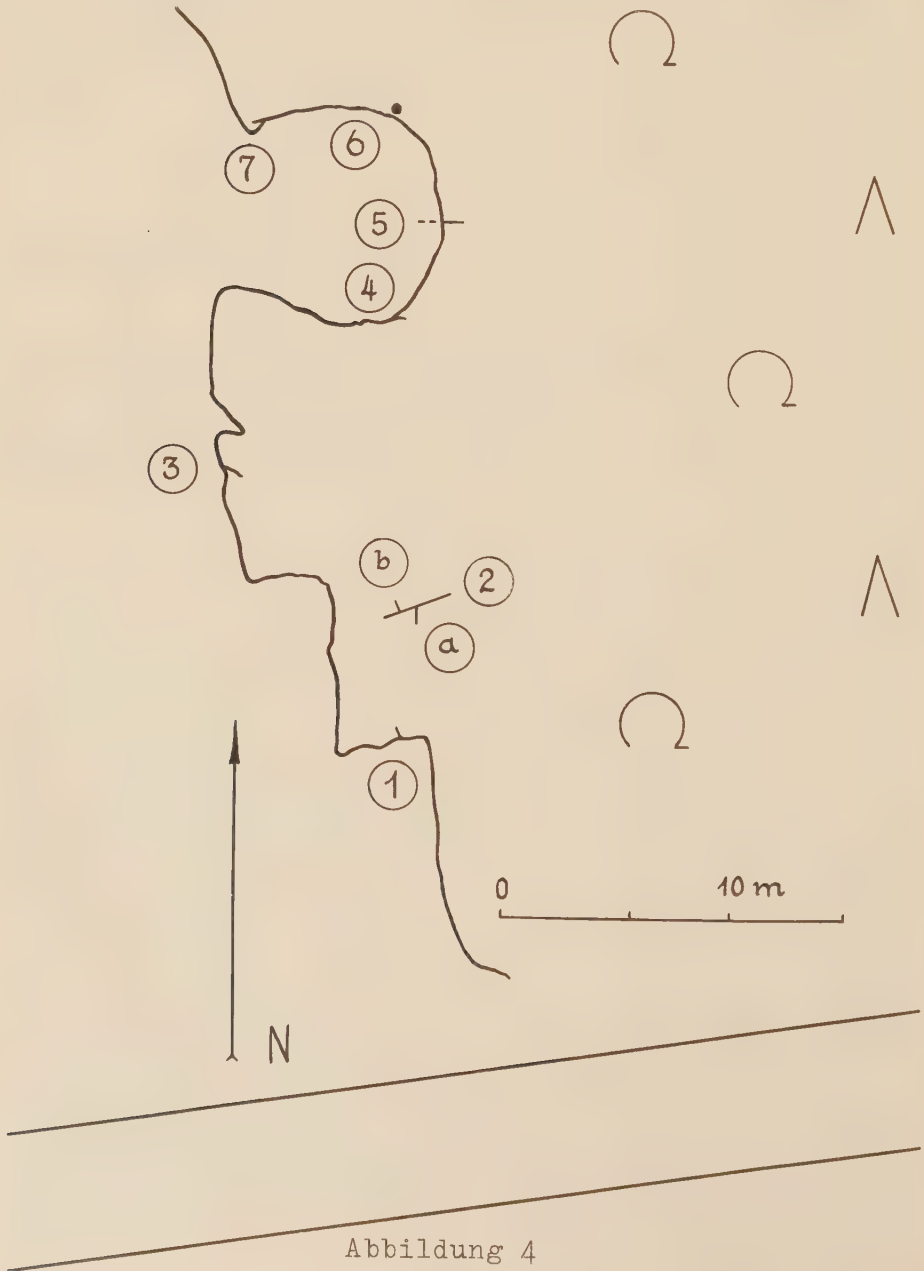
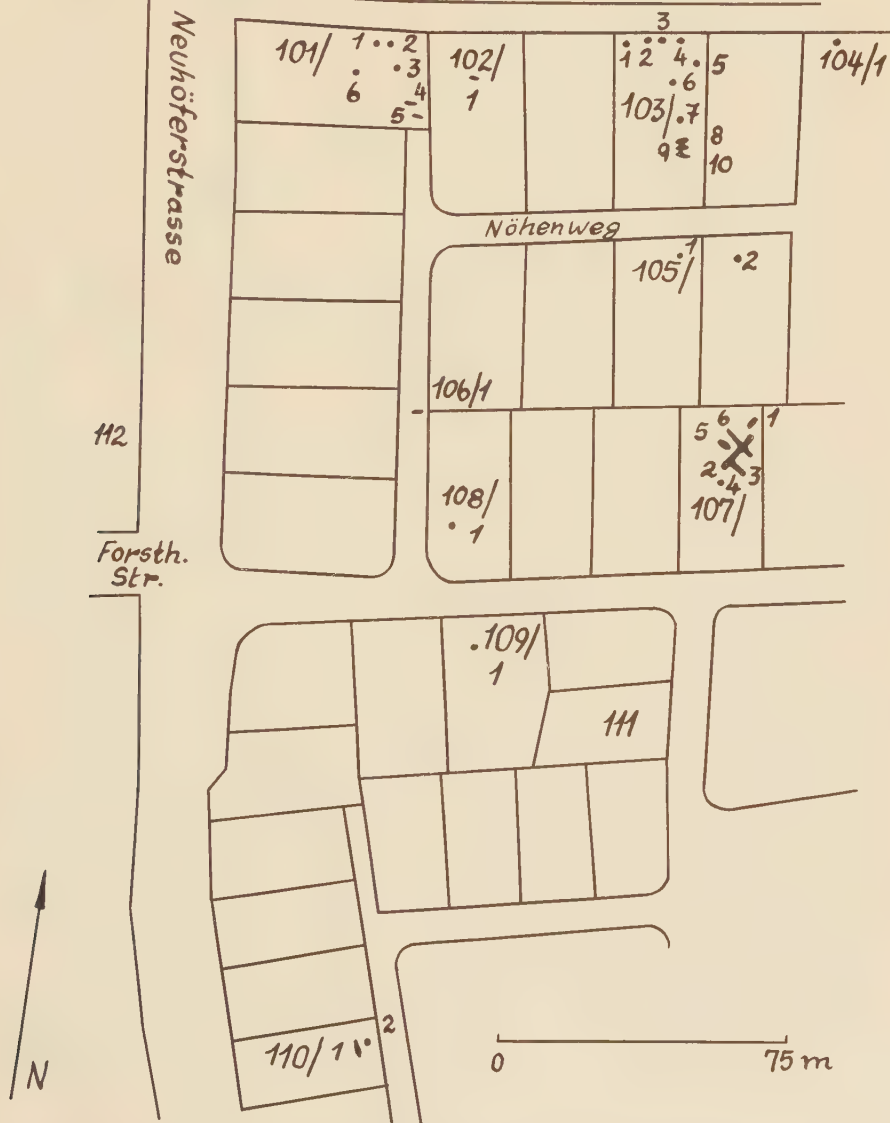


Abbildung 4

9 1 2
 8 : 100 : 3
 7 : 4
 6 5

- 43 -

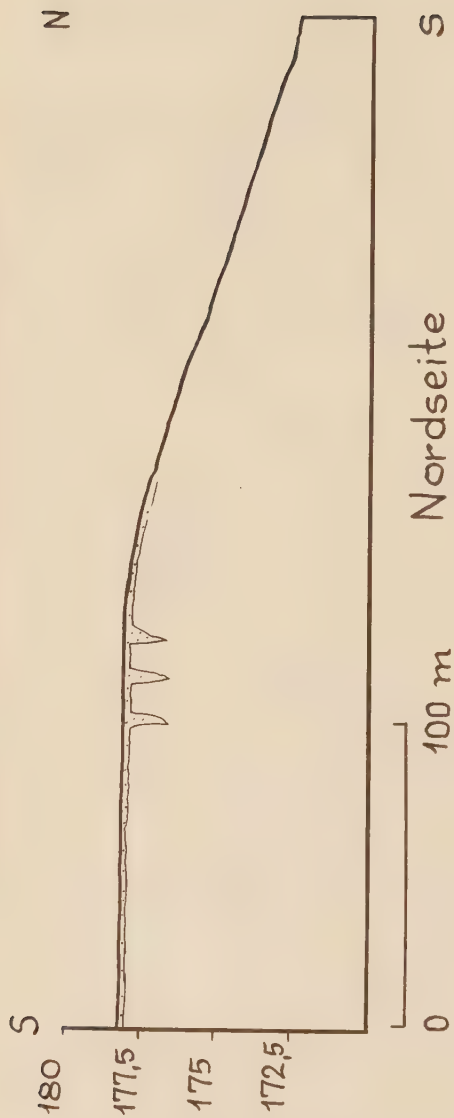
Fundstellen von Eiskeilspalten am
 Alten Berg nördlich von Götzenhain
 (Fundstelle 4)



(Grundriss durch freundliche Vermittlung von Herrn
 K. NAHRGANG.)

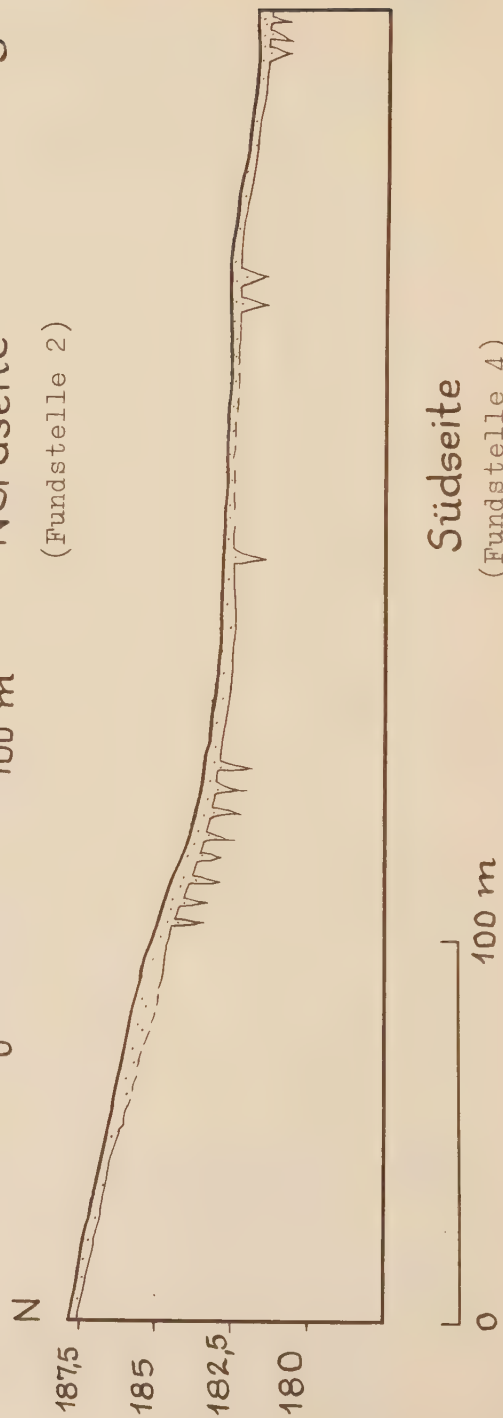
Abbildung 5

SCHEMATISCHE HANGPROFILE AM "ALTEN BERG"



Nordseite
(Fundstelle 2)

- 44 -



Südseite
(Fundstelle 4)

Abbildung 6

VERLAUFRICHTUNGEN VON EISKEILSPALTEN
IM MESSELER HÜGELLAND



Rechts: Am Alten Berg (Fundstelle 4)

Links: Östlich von Messel (Fundstelle 1)

Der kleinere Radius entspricht jeweils 2 Einmessungen

Abbildung 7

Am häufigsten sind Eiskeilspalten, die etwa 80 - 150 Zentimeter, gelegentlich aber bis über zwei Meter tief in den Gesteinsschutt und das Festgestein hinab reichen. Bildungen unter 60 Zentimetern wurden nicht festgestellt¹. Einige wenige Fälle größerer Spaltentiefe mit etwa zwei Meter Abstand zwischen den Keilwangen konnten jedoch aufgenommen werden.

Die festgestellten Schwankungen in der Größe der Eiskeilspalten erreichen wohl kaum ein solches Ausmaß, daß man sie als Bildungen verschiedener Kaltzeiten ansprechen würde. Eiskeilspalten gleicher Größe, vor allem die größeren Formen, wurden nämlich in den Aufschlüssen z.T. nebeneinander erschlossen, ohne daß eine Eiskeilspalte abweichender Größenordnung zwischen diesen auftritt.

Auf die Ineinanderschachtelung von Netzen verschiedengroßer und verschiedenaltiger Eiskeile und Eiskeilspalten weisen u.a. BÜDEL (1961) und SEKYRA (1960) hin.

(1) Die Angaben beziehen sich auf den Vertikalabstand zwischen Keilspitze und der Höhe der Keilschultern.

Querprofile der Eiskeilspalten¹.

Für die Untersuchung der unterschiedlichen Querschnittformen der Eiskeilspalten, mußte das jeweilige Schnittprofil in ein Profil senkrecht zur Verlaufrichtung der Eiskeilspalte umgewandelt werden.

Im allgemeinen herrschen solche Querschnittformen vor, die man als geringfügige Abweichungen von einem auf die Spitze gestellten, gleichschenkligen Dreieck bezeichnen kann. Zu den einfachsten Abweichungen dieser Grundform gehören zapfenförmige Querschnitte und Keilspalten mit konkav auslaufender Keilspitze. Doppelspalten, bei denen vereinzelt nur eine Spitze ausgezogen ist, kommen hier selten vor. Sie können bei ungenügender Aufschlußtiefe leicht mit besonders breiten Eiskeilspalten verwechselt werden. Unregelmäßige Profile besitzen im allgemeinen solche Keilspalten, die nicht senkrecht zur Oberfläche in die Tiefe reichen. Ob die unregelmäßigen Querschnitte über größere Entfernung formkonstant bleiben, erscheint fraglich. Außer Betracht blieben hier solche Eiskeilspalten, deren Verjüngung gegen die Tiefe zwar festgestellt wurde, die aber nicht in ihrer Gesamttiefe erschlossen lagen.

Vereinzelt konnten nasenförmige Ausweitungen der Eiskeilspalten in den Frostschnitt festgestellt werden. Derartige Erscheinungen fassen wir nicht als Querschnitt-Sonderformen auf, sondern sehen in ihnen Unebenheiten der Keilwangen-Außenflächen. Sie kommen an nordwärts exponierten Keilwangen vor. Möglicherweise hängt die Erhaltung dieser Erscheinung mit besonderen Bedingungen beim Ausschmelzen des Eiskeiles zusammen.

(1) Es wird unterschieden zwischen dem Profil senkrecht zur Verlaufrichtung der Eiskeilspalte (Querprofil, Querschnitt) und dem Anschnitt der Keilspalte unter jedem beliebigen Winkel (Schnittprofil) im Aufschluß.

Im Anschluß an die Übersicht über die beobachteten Querschnittformen ergibt sich die Frage nach Beziehungen zwischen Form und Größe der Eiskeilspalten einerseits und der petrographischen Ausbildung des Nebengesteins andererseits. Die rotliegenden Konglomerat- und Tonschieferschichten erreichen im Messeler Hügelland nicht die Mächtigkeit der Sandstein- und Arkosebänke. So gibt es hier keine Eiskeilspalten in reinen Konglomerat- und Tonschieferschichten. Es konnte festgestellt werden, daß die Querschnittformen von Eiskeilspalten in Arkose und Grobsandstein sich nach Form und Größe im wesentlichen nicht von Eiskeilspalten mit Gesteinswechsel im Nebengestein unterscheiden. Voraussetzung für Einzelvergleiche von Eiskeilspalten ist jedoch, daß ein vergleichbarer Aufbereitungsgrad des Nebengesteins vorliegt. Innerhalb der gleichen Schicht wechseln nämlich die Querschnittformen bei unterschiedlichem Aufbereitungsgrad mehr als bei unterschiedlicher Gesteinsausprägung. Zur Erhärtung dieser Feststellung können wir hier anführen, daß einzelne Eiskeilspalten beim Übergang vom Frostschutt in das Festgestein sich bedeutend verengen. So zeigen schmale Eiskeilspalten in der Regel kaum zersetztes Nebengestein (z.B. bei Messel) und breitere Eiskeilspalten-Querschnitte aufbereitetes Gestein oder Frostschutt an.

Lagerung von Frostschutt und Schichtgestein an den Keilwangen.

Auf die verhältnismäßig geringfügigen Verstellungen im Schichtgestein und Frostschutt auf den Flachrücken wurde bereits hingewiesen. Häufige und kräftige Störungen sowohl des Gesteinsverbandes als auch der Gesteinsscherben kommen an den Wangen der Eiskeilspalten vor. Sie sind besonders deutlich auf den Flachrücken ausgeprägt, deutlicher als an den Hängen.

Die Eiskeilspalten der Fundstelle 11 liegen am Hang und weisen in ihrem oberen Teil ein leichtes Schrägstellen der Schichten auf. In viel stärkerem Maße kommen derartige Verstellungen auf dem Al-

ten Berg (im Bereich des Flachreliefs) vor. Maximal betrug die Lageveränderung von Grobsandstein- und Arkoseschichten 300°.

Als viel elastischer gegenüber der Ausweitung von Eiskeilen zwischen ihren Keilschultern erweisen sich die Tonschiefer und Feinsandsteinschichten des Rotliegenden. In diesem Material kommt es zu Verbiegungen an den Schichten des Nebengesteins. Solche Verbiegungen treten ebenfalls im Oberteil der Eiskeilspalten auf. Auf der Höhe des Flachrückenzuges am Alten Berg wurden an Eiskeilspalten Schichtumbiegungen festgestellt, die 90° überschreiten. Zweifellos sind diese Erscheinungen, die vereinzelt nur an einer Keilwange auftreten¹, als syngenetische Bildungen der Eiskeile aufzufassen. Die Schichtverbiegungen beschränken sich auf den oberen Teiler der Eiskeilspalten, in dem - je nach der Intensität der Materialaufbereitung - der Abstand zwischen den Keilwangen besonders stark zunimmt.

Verheilte Frostspalten, die für die starke Ausweitung der Eiskeilspalten als maßgeblich angesehen werden, hat BÜDEL in den Eiskeilen auf Spitzbergen nachgewiesen und in überzeugender Weise dokumentiert (1961).

Unterhalb des Bereiches der starken, keilartigen Verengung im Querprofil folgt im allgemeinen ein mehr oder weniger gestreckter Mittelabschnitt der Eiskeilspalten. Innerhalb dieses Abschnittes verjüngen sich die Eiskeilspalten nur geringfügig. Ebenso treten Verstellungen im Nebengestein viel seltener auf. Charakteristische Formen der seitlichen Frostschuttverdrängung findet man in den Scherben eines Arkosebänkchens im Aufschluß 100 (Abb. 5), das "ziehharmonika-artig" zusammengeschoben ist. So weisen

(1) Bei Eiskeilspalten, die angenähert parallel zu den Höhenlinien verlaufen, kommen einseitige Verstellungen des Nebengesteins sowohl an der talwärtigen als auch an der bergwärtigen Keilwange vor.

die Gesteinsbruchstücke an den Keilwangen in einigen Fällen nach oben, in anderen nach unten.

Schichtverbände von etwa 20 - 30 cm Mächtigkeit, die schwach nach unten abgebogen wurden, gehören nach den bisherigen Beobachtungen im Messeler Hügelland zu den Erscheinungen des Mittelteiles der Eiskeilspalten. Solche Erscheinungen sind auch wohl auf ein seitliches Zusammenschieben des Nebengesteins bei der Ausweitung des Eiskeils zurückzuführen. Weiterhin zeigen die Beobachtungen im Messeler Hügelland, daß die oben beschriebenen Verstellungen aber nicht regelmäßig beim Zusammenpressen des Nebengesteins auftreten.

Besonders langgestreckt ist der Mittelteil des Querschnitts bei den Eiskeilspalten östlich von Messel. Im Gegensatz zu den Verhältnissen am Alten Berg, ist das hier erschlossene Gestein viel kompakter. Hier sind die Spalten in festem Gestein ausgebildet. Das wird schon an den Querschnittformen deutlich: Das Verhältnis Breite zu Tiefe beträgt bei den Messeler Eiskeilspalten bis 1:8, während es am Alten Berg etwa 1:4 erreicht. Wie in Abbildung 8 erkenntlich ist, liegen die Eiskeilspalten bei Messel (Fundstelle 1) in einem noch gut erhaltenen Gesteinsverband. Das Gestein charakterisiert man am besten als einen feinklüftigen Plattensandstein. Die Frage, ob die zähen Arkosen und Sandsteine lediglich unter dem Einfluß des pleistozänen Frostes in vorliegendem Maße zerklüftet wurden, oder ob die Zerklüftung z.T. aus einem anderen Zeitabschnitt her stammt, muß offenbleiben.

Während man im oberen Profilabschnitt der Messeler Eiskeilspalten noch leichte Schichtverstellungen beobachten kann, fehlen im mittleren Profilabschnitt solche Erscheinungen vollends.

Die Schichtverstellungen in den Arkosebänken östlich von Messel (bis 10°) sind im Vergleich zu Schichten des gleichen Gesteins am Alten Berg (bis zu 30°) nur schwach ausgeprägt.

Schichtschrägstellen bei der Eiskeilbildung braucht man jedoch nicht in jedem feinklüftigen Gestein zu erwarten, zumal im vorliegenden Fall die Breite der Eiskeilspalten nicht sehr groß ist. Bei beginnendem seitlichem Wachstum der Eiskeile werden nicht mit Klufteis ausgefüllte vertikale Kluft Räume im Nebengestein zunächst den Seitenschub entlang der Schichtung auffangen. Die bei Messel anstehende mächtige Folge von plattigen Sandsteinen und Arkosen mit ausgesprochen geringer Kapazität Wasser zu speichern erfüllt diese notwendige Voraussetzung (Vorhandensein eisfreier, vertikaler Diaklasen) und rechtfertigt unsere Annahme. Des weiteren haben TABER u.a. hinreichend dokumentiert, daß sich in erster Linie horizontale Eislin sen im Dauerfrostboden bilden. Bei einem solchen Zusammenschieben der Schichtplatten wird es im allgemeinen erst nach voller Ausnützung der senkrechten Kluft Räume zu vertikalen Verstellungen des Nebengesteins kommen. In diesem Zusammenhang wird die Frage, ob die Eiskeile bei Ihrer Anlage auch vertikalen Klüften gefolgt sind, bedeutungsvoll. Gegen die Annahme bereits bestehender, weitklaffender Diaklasen spricht die Sandeinfüllung. Prae-existente Klüfte hätten Schutt oder Verwitterungsmaterial aufgenommen. Derartiges Material - man würde es zumindest noch in den Keilspitzen erwarten - ist aber in keiner der Eiskeilspalten des Bearbeitungsgebietes aufgefunden worden. Daß es sich bei den Bildungen östlich von Messel um echte periglaziale Eiskeilspalten handelt, ist durch die Verstellungen im Nebengestein und andere Erscheinungen ohne Zweifel gesichert. Inwieweit das Eiskeilnetz sich z.T. an ein früher angelegtes Netz schmaler Klüftungen angelehnt haben mag, muß letztlich offen bleiben. Annahmen hierzu scheinen aber die Beobachtungen von Keilspitzen nahezu legen, welche wichtige Hinweise zum Tiefenwachstum der Eiskeile liefern.

Am Ende der Eiskeilspaltenprofile tritt zumeist eine verstärkte Einengung der Spitze ein. Gelegentlich kann man im Querprofil beobachten, daß die Keilspitze vom eigentlichen Keilspaltenkörper abweicht und in

einer schmalen Klüftung endet. Daß im unteren Keilspaltenabschnitt vereinzelt eine Anlehnung an die Gesteinsstruktur besteht, kann man eindeutig an der Doppelspalte Nr. 5, Aufschluß 100 (Alter Berg, Abb.5) feststellen. Die ausgezogene Spitze endet in einer Klufterweiterung, während das stumpfe Keilende auf einer Sandsteinplatte ausgeht.

Die bisherigen Feststellungen über die Eiskeilspalten im Messeler Hügelland können in einem typisierten Querschnitt zusammengefaßt werden.

Profilab-schnitt	Tafel I Querschnittform	Einzelerscheinungen a.d. Keilwangen
1 Oberab-schnitt	Zone starker Erweiterung zwischen den Keilwangen	Schichtaufbiegungen, Schrägstellen der Schichten
2 Mittelab-schnitt	Zone gemäßigter Verjüngung der Eiskeilspalte, in Einzelfällen subparalleler Verlauf der Keilwangen	Leichte Schichtstörung bzw. zickzackartiges Verstellen einzelner Gesteinsscherben und Platten infolge seitlicher Kompression.
3 Keilende	Zone starker Verengung der Eiskeilspalte	Erscheinungen setzen gegen die Tiefe hin aus.

Legen wir dieses schematisierte Profil an einzelne, besonders gut aufgeschlossene Eiskeilspalten-Profile an, so ergibt sich folgende Zusammenstellung wie in Abb. 9 ersichtlich ist.

Eiskeilspalte im wenig gestörten Festgestein
Ausfluß östlich von Messel, Eiskeilspalte 1



Abbildung 8

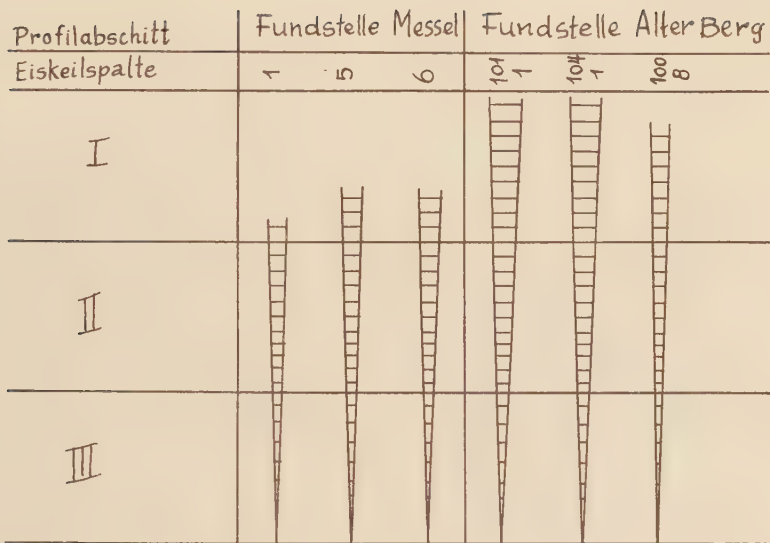


Abbildung 9

In Abbildung 9 lassen sich deutliche Unterschiede in der "Profillänge"¹ ablesen. Verkürzungen im Oberteil zeigen in erster Linie die Eiskeilspalten, die an den Hängen freigelegt wurden. Die größeren Profillängen sind auf die Rücken der Wasserscheidenzone beschränkt.

Die vorstehende Übersicht legt also die Annahme nahe, daß die Eiskeilspalten an den Hängen stärker gekappt sind als auf den Flachrücken. Diese Feststellung steht im Einklang mit der allgemeinen Beobachtung, daß die Hänge in stärkerem Maße der pleistozänen Abtragung (Abspülung und Solifluktion)

(1) Hierunter wird in diesem Zusammenhang nicht die Tiefe einer Eiskeilspalte verstanden, sondern die relative Vollständigkeit der Profilabschnitte, gemessen an dem schematischen "Normalprofil".

ausgesetzt waren, als die Flachrücken. Bei der Fundstelle 1 östlich von Messel beträgt die heutige mittlere Hangneigung etwa $2,5^{\circ}$, so daß ein Abrutschen von Solifluktionmaterial möglich war.

Füllung und Deckmaterial der Eiskeilspalten

Die Sandfüllung der Eiskeilspalten enthält einige wenige Quarze und vereinzelte Rotliegendepartikel. Der schichtungslose Sand in den Eiskeilspalten setzt sich - von wenigen Ausnahmen abgesehen - nach oben hin in der Deckschicht ohne deutlichen Unterschied in Farbe und Zusammensetzung fort. Vereinzelt sind die Decksandauflagen jedoch so geringmächtig, daß sie sich - infolge nachträglicher Entwicklung eines Bodenprofils - schon deutlich in der Farbe von den Eiskeilspaltenfüllungen abheben. Im allgemeinen gehen die Eiskeilspaltenfüllungen jedoch - ohne daß man einen Unterschied feststellen kann - in die Decksande über, die Rücken und Hänge des Messeler Hügellandes einhüllen. Flug- und Treibsande von mäßiger Sortierung bilden diese Decken. Der größte Materialanteil fällt durchweg in die Kornklassen 0,5 - 0,2 und 0,2 - 0,1 mm Durchmesser. Während die Kornoberflächen im allgemeinen deutliche Mattierung besitzen, ist die Zurundung der einzelnen Körner nicht immer gut ausgeprägt. Einzelne, sehr gutgerundete Körner kommen neben z.T. nur mäßig zugerundeten Kornformen vor.

Stärkere Farbunterschiede zwischen Decksanden und Keilspaltenfüllungen sind außerhalb des Bereiches jüngerer Bodenbildung selten. Auch in der Materialzusammensetzung besteht kein wesentlicher Unterschied zwischen Decksanden und Keilfüllungen, wenn man von einigen wenigen Quarzen des Steinpflasters und kleinen Partikeln des Rotliegenden in den Spalten absieht.

Die Decksande lassen durchweg keine Schichtung erkennen. Auch in den Eiskeilspalten kommen keine geschichteten Sande vor. Über die Art und den

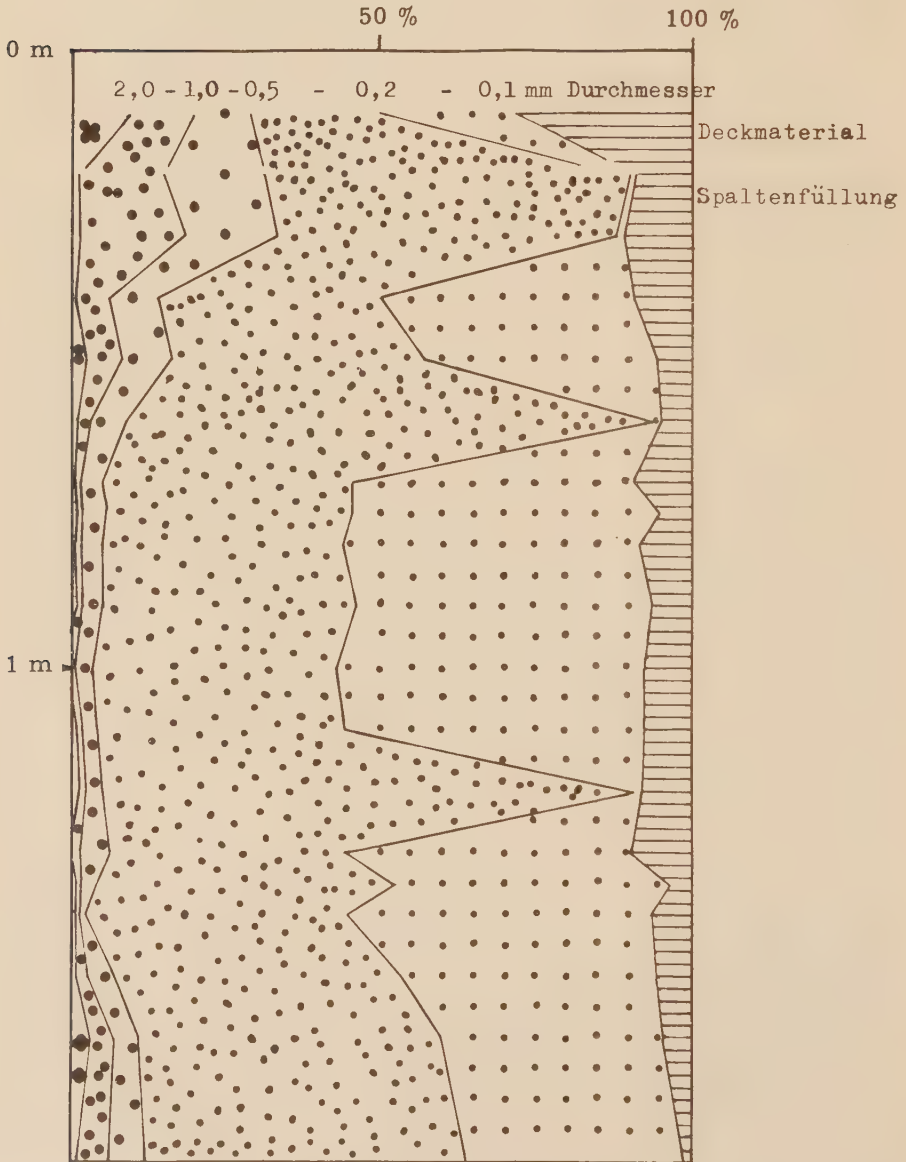
Zeitpunkt, zu dem die Eiskeile durch Sand ersetzt wurden, gibt die heutige Oberfläche der Decksande keinerlei Anhaltspunkte. Daß es sich um äolisch verfrachtetes Material handelt, ist aus der Lage und Beschaffenheit der Sande einwandfrei ersichtlich. Solifluktionsmaterial oder Schutt kommen in den Eiskeilspalten nicht vor. Das müßte der Fall sein, wenn bei Auftau offene Spalten freigelegen hätten. Somit entfällt die Möglichkeit, daß die Sande nach dem Auftauen der Eiskeile in die klaffenden Spalten eingeweht wurden. Fernerhin ist während des Auftauens äolischer Transport von Sanden sehr unwahrscheinlich. Es muß also angenommen werden, daß:

1. die Sande zu einer Zeit abgelagert wurden, in der die Eiskeile noch existierten;
2. die Spalten von nachsackenden Sanden der Deckschicht in dem Maße aufgefüllt wurden, in dem die Eiskeile ausschmolzen.

Daß beim Nachrutschen der Sande in die Eiskeilspalten einzelne Quarze des Steinpflasters mit in die Keilspaltenfüllung gerieten, und außerdem einzelne Rotliegendeteilchen von den Keilwangen abbröckelten, scheint nicht weiter verwunderlich. Funde dieses Materials in den Spaltenfüllungen bestätigen im Grunde genommen die Annahme, die wir bezüglich der Sandeinfüllung machten.

Zum ändern macht diese Vorgangsabfolge das nur schwer deutbare Bild der Korngrößenverteilung vor Spalte 5 östlich von Messel dem Verständnis leichter zugänglich (vergl. Abb. 10). Die im Abstand von 10 Zentimetern entnommenen Proben zeigen bei der Korngrößenanalyse in 20, 30, 60 und 120 cm Tiefe besonders hohe Anteile (zwischen 55 bis 86 %) des Materials von 0,5 - 0,2 mm Durchmesser. Derartige lokale Anreicherungen von Mittelsand können möglicherweise beim Auffüllen der Eiskeilspalten entstanden sein. Welche Wirkung das ablaufende Wasser der Niederschläge hatte, zeigen die Eisen- und Tonanreicherungs-Horizonte in 60 und 120 cm Tiefe.

Korngrössenzusammensetzung von Deckmaterial und Eiskeilspaltenfüllung



Eiskeilspalte 5
östlich von Messel

Der Anteil an Eisen und Material kleiner als 0,002 mm ist in den hier auftretenden braunen Bändern gegenüber den unmittelbar darüberliegenden, nicht verkitteten Sanden verdoppelt. Dieses Verhältnis ist nach BECKER allgemein für die Bändersande gültig.

Einige Beispiele von Korngrößenverteilungen in den Decksanden und Keilspaltenfüllungen wurden in den Abbildungen 11 und 12 zusammengestellt. Wenn auch ein unterschiedlicher Gehalt an Material der Korngröße kleiner als 0,1 mm Durchmesser bemerkbar ist, so gleichen sich die Sande in ihrem hohen Mittelsandanteil in auffallender Weise.

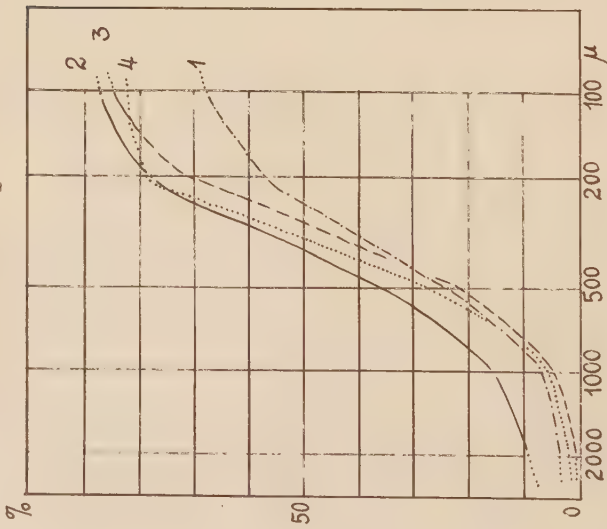
Besonders bemerkenswerte Erscheinungen sind die vereinzelt, dünnen Solifluktionszungen über einigen Eiskeilspalten. Wie in Abb. 10 ersichtlich ist, unterscheidet sich dieses Material von der Eiskeilspaltenfüllung:

1. durch einen größeren Anteil an Feinmaterial (kleiner als 0,1 mm Durchmesser; siehe auch Kurve 1, Abb. 11)
2. durch stärkere Beimengung von Grobmaterial, überhaupt durch das Vorkommen von Rotliegendescherben.
3. durch seine mittel bis dunkelbraune Farbe.

Mit Sand gefüllte Eiskeilspalten, die durch eine Schuttpackung überdeckt sind, finden sich bei Messel (Fundstelle 1, Spalten 2, 3, 5 und 7). Daß es sich hier nicht um Abraum des Steinbruches handelt, geht aus der ungestörten Bodenbildung hervor, die örtlich die gesamte Mächtigkeit der Schuttdecke erfaßt. Aufgrund der Lagerung des Materials (Verknetungen von Feinmaterial mit einzelnen Gesteinsscherben können deutlich festgestellt werden) und dessen Materialzusammensetzung wird dieser Schutt als Solifluktionsdecke angesprochen. Die maximale Stärke der Decke liegt bei 0,4 m. Sie überdeckt außerdem nicht alle Eiskeilspalten des Aufschlusses.

Auch am Alten Berg wurden Solifluktionsdecken über Eiskeilspalten, die mit Sand gefüllt

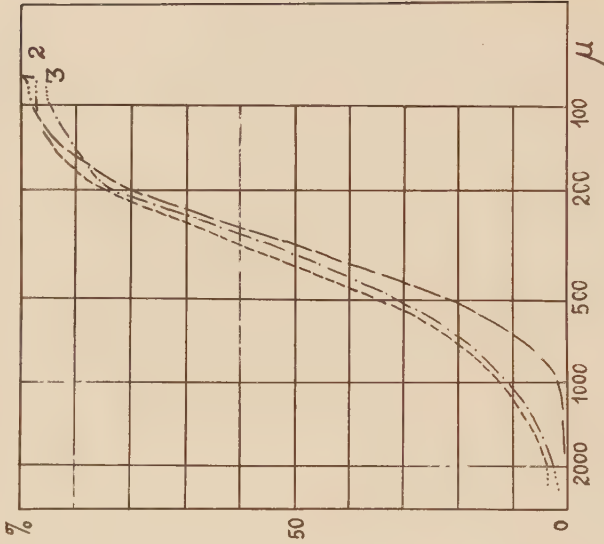
Korngrößenanalyse von Deckmaterial
über Eiskeilspalten



- *
1 = Aufschluß 10/1; 30 cm Tiefe. 7.5 YR 6/4
2 = Aufschluß 10/0; 30 cm Tiefe. 7.5 YR 6/4
3 = Aufschluß 10/0; 30 cm Tiefe. 7.5 YR 6/4
4 = Aufschluß 10/0; 30 cm Tiefe. 7.5 YR 6/4

Abbildung 11

Summenkurven der Kornklassen
von Eiskeilspaltenfüllungen



- *
1 = Aufschluß 10/5; 32-49 cm Tiefe 7.5 YR 6/6
2 = Aufschluß 10/1; 90 cm Tiefe 5 YR 5/6
2 = Aufschluß 10/5; 144 cm Tiefe 5 YR 5/6

Abbildung 12

(*) Farbe der lufttrockenen Probe nach MUNSSELL
SOIL COLOR CHARTS.

sind, angetroffen: Eiskeilspalten 7, 8 und 9 der Aufschlüsse 100 und 112. Es liegt insofern ein Sonderfall vor, als über einem kräftig rot-braunen Solifluktionsschutt weitere schichtungslose, hellgelbe Sande abgelagert wurden.

Aus der oben dargelegten Folge der Ablagerungen kann man eine relative Sequenz der klimatisch bedingten Vorgänge ableiten. Zur zeitlichen Einordnung des gesamten Komplexes von Abtragung und Ablagerungen seien folgende Überlegungen vorangestellt:

1. An Eiskeilspalten, die nach ihrer Fossilisierung eine Phase tiefgreifender Solifluktion durchlaufen, müßten Störungen, wenn nicht Zerstörungen auftreten. Solche Erscheinungen wurden bei den Eiskeilspalten im Messeler Hügelland nicht beobachtet.
2. Damit dürfte eine letztkaltzeitliche, also eine würmzeitliche Entstehung der Eiskeile im Messeler Hügelland in hohem Grade wahrscheinlich sein. Von einer engeren Zuordnung der beschriebenen Vorgänge zu Abschnitten der Würmkaltzeit (etwa W.I; W.II; W.III) wird Abstand genommen.

Die im Messeler Hügelland nachgewiesenen Vorgänge während der letzten größeren Kaltzeit des Pleistozäns lassen sich wie folgt gliedern:

- 1) Frostschuttbildung
- 2) Eiskeilbildung
- 3) Ausbildung eines Deflationspflasters und Sandanwehung.
- 4) Ausschmelzen der Eiskeile und Nachsacken der Decksande
- 5) Erneute Solifluktionsphase. Mit Sand gefüllte Eiskeilspalten werden von Solifluktionsschutt überfahren.
- 6) Erneute Sandablagerung.

Die vorausgehende Zusammenstellung, die ohne Berücksichtigung von Andauer oder Intensität lediglich

aufzählend die Vorgänge erfaßt, läßt, Züge erkennen, die es rechtfertigen diese Ablaufserie mit geringfügigen Überschneidungen einer Kaltzeit, nämlich der Würmkaltzeit, zuzuordnen.

Wenn wir eine frühkaltzeitliche solifluidale Entkleidung der Hänge vorausschicken so folgt dieser:

- 1) Eine frühkaltzeitliche Frostschuttbildung, die anhält und weiterleitet zu
- 2) Einer früh-hochkaltzeitlichen Eiskeilbildung, die wohl bis zum Höchststand der Kaltzeit andauert und wahrscheinlich die Anfänge der äolischen Ablagerung um wenigstens überdauert.
- 3) Ein hochkaltzeitliches Deflationspflaster wird ausgebildet.
- 4) Ablagerung von Sanden auf dem hochkaltzeitlichen Deflationspflaster.
- 5) Die post-hochwürmzeitliche Warmphase bringt die Sandablagerungen zum vorläufigen Abschluß, führt zum Ausschmelzen der Eiskeile, die nunmehr mit Sand auffüllen.
- 6) Einer solifluidalen Phase geringen Ausmaßes folgt
- 7) Die erneute Sandanwehung. Sie geht auf eine spät- o. postkaltzeitliche Trockenphase zurück, die möglicherweise mit einem Kälterückfall verbunden war.

Nach der zeitlichen Einordnung der beschriebenen Vorgänge greifen wir die Frage nach der Intensität pleistozäner Abtragung wieder auf. Sie wurde im Zusammenhang der Keilspalten bereits angeschnitten.

Am Beispiel der Eiskeilspalten der Fundstelle 1, östlich von Messel, wurde eine solifluidale Kappung der Eiskeilspalten an den Hängen festgestellt. Des weiteren müßte man bei Eiskeilspalten, die in einem nur frühkaltzeitlich gekappten Frostschuttprofil gebildet wurden, nach außen abfallende Keilschultern er-

warten können, die dem verstellten Schichtverlauf $\pm$ folgen würden. Solche Erscheinungen sind hier aber bislang nicht bekannt. Der Schichtverband wird auf den kaum geneigten Keilschultern allenthalben geschnitten. Für eine Kappung der oberen Eiskeilspaltenteile kommt dann lediglich die zweite, die jüngere Solifluktuationsphase in Betracht. Nach den erhaltenen Resten von geringmächtigen Solifluktuationszungen ist aber die zweite Fließerdephase nicht sehr wirksam gewesen. Sie erfaßte lediglich einige Handspannen tief das weitgehend aufbereitete Gesteinsmaterial. Vereinzelt geriet auch Sand mit in die Solifluktuationsdecken (vergleiche Kurve 1 in Abb. 12)¹.

Der Abtrag an den Eiskeilspalten, der sich in einer Profilverkürzung bemerkbar macht, wird kaum 0,5 m überschreiten, und in einigen ganz besonders günstigen Fällen vielleicht einen Meter erreichen. Dieser Betrag, der beim Vergleich mit weniger stark verkürzten oberen Eiskeilspaltenabschnitten geschätzt wurde, bezieht sich jedoch nur auf den Frostschutt des Schichtgesteins.

Im Mittelpunkt der vorausgegangenen Darlegungen standen die Zeugen pleistozäner Gesteinsaufbereitung, wie sie unter einer schützenden Sanddecke erhalten blieben.

Aufschlüsse, in denen Profile ohne stärkere Sandüberdeckung freigelegt wurden, zeigen zwar - je nach Lage und Exposition - mehr oder weniger starke Abtragung. Aufgrund der Bodenbildung kann man sie jedoch wohl kaum als Primärrelikte der pleistozänen Gesteinsaufbereitung ansehen. Wesentliche Unterschiede bestehen aber zwischen den beiden Aufschlußgruppen wohl nicht, wenn man vom unterschiedlichen Erhaltungsstand der ursprünglichen Profile absieht.

Wir fassen zusammen:

Innerhalb der jungen Formenentwicklung war die letz

(1) Das hier dargestellte Analysenergebnis erfaßt nur Material kleiner als 4,0 mm Durchmesser.

te größere Kaltzeit der Zeitabschnitt, in dem alle Reliefelemente (Flachrücken, Hänge und - wie noch zu zeigen sein wird - die Talungen) von der Abtragung betroffen waren. Weiterhin war während dieses Zeitabschnittes die Abtragung so intensiv, daß auf den Vollformen - nach den bisher bekannten Aufschlüssen - keine Bodenbildungen des letzten Interglazials erhalten blieben. Diese dürften sicherlich während der intensiven frühkaltzeitlichen Solifluktuationsphase entfernt worden sein. Auf das Fehlen alt- bzw. mittelepleistozäner, $\mp$ autochthoner Bildungen im Messeler Hügelland hatte bereits KLEMM (1910) hingewiesen. Für weitere Feststellungen zum Fragenkomplex der Abtragungswirksamkeit der verschiedenen alt- bzw. mittelepleistozänen Klimaphasen erscheint es unumgänglich, im Anschluß an die Beobachtungen über die Gesteinsaufbereitung, nunmehr die besonderen Transportverhältnisse und -leistungen im pleistozänen Messeler Hügelland zu untersuchen.

3. Materialtransport, Abtragung und der Hohlformenschatz

Das Fehlen korrelater Bildungen erschwert Einzelbeobachtungen über die Formenentwicklung in den praewürmzeitlichen Kalt- und Warmphasen. Eine Darstellung der pleistozänen Reliefentwicklung im Messeler Hügelland muß deshalb von den Formen selbst, dem Ergebnis dieser Entwicklung, ausgehen. Des weiteren sind wir auf den Formenvergleich mit anderen Gebieten des periglazialen Mitteleuropas angewiesen.

Sonderformen der Solifluktion

Zu den wirkungsvollsten Vorgängen der mehr flächenhaften Abtragung des mitteleuropäischen Pleistozäns gehören, nach dem, was wir heute wissen, die solifluidalen Bewegungen. Über die bereits erwähnten solifluidalen Erscheinungen hinaus seien an dieser Stelle einige Beobachtungen über Reste von besonderen Solifluktuationsdecken aufgeführt.

Nordwestlich des Hexenberges, bereits unterhalb des Abhanges dieser Anhöhe, sowie am Westhang des Mainzer Berges (nahe der Kreuzung Herrenweg und Hauptschneise) wurden Solifluktiionsdecken erschlossen, die von den bisher beschriebenen Erscheinungen abweichen. In einer Baugrube am Sportplatz nordwestlich des Hexenberges wurde folgendes Profil aufgeschossen:

- 1) 5 cm: brauner Waldboden
- 2) 35-40 cm: gelbliches, stark ton- und schluffhaltiges Material in dichter Lagerung. Anzeichen horizontaler Verlagerung.
- 3) 80-90 cm: stark verwittertes Rotliegen des (Ausgangsgestein wahrsch. feine Arkosen und tonschieferartige Schichten) in sehr dichter Packung. Solifluidale Verlagerung leicht erkennbar.
- 4) ab ca. 125 cm: mehr oder weniger festes Rotliegendes (Arkosebank).

Am Mainzer Berg war zwar nicht das Anstehende freigelegt, jedoch können in diesem Einschnitt ebenfalls zwei Solifluktiionsdecken, die sich nach ihrer Materialbeschaffenheit und Zusammensetzung deutlich unterscheiden, festgestellt werden. Auch hier bestätigen die Lagerung des kompakten Materials, vereinzelte Fließstrukturen und die charakteristischen Verknütfungen des Schuttanteils mit Feinmaterial den solifluidalen Transport dieser Decken. Es handelt sich um doppelte Solifluktiionsdecken. Die untere, mächtigere Solifluktiionsdecke besteht aus aufgearbeitetem Rotliegendem. In der Materialanalyse zeichnen sich verhältnismäßig hohe Anteile von grobem Material (von 4 mm bis zu Faustgröße) und auch von Feinmaterial als zwei charakteristische Maxima ab. Die Korngrößenmäßige Zusammensetzung dieser Decken schwankt aber in der Horizontalen und auch in der Vertikalen (vor allen bei den Proben des Aufschlusses am Mainzer Berg) in derartigen Ausmaß,

Korngrößenanalyse von Proben der oberen Soliflukationsdecke

Kurve a: Aufschluß 85 - Mainzer Berg; 35 cm Tiefe; hellgrau
 Kurve 1: Aufschluß Hexenberg Si - 1; 15 - 20 cm Tiefe; 10YR 7/2 * CaCO_3 : 0,6 %
 Kurve 2: Aufschluß Hexenberg Si - 2; 25 - 30 cm Tiefe; 5YR 7/3 CaCO_3 : 0,6 %
 Kurve 3: Aufschluß Hexenberg Si - 3; 35 - 40 cm Tiefe; 5YR 7/4 CaCO_3 : 0,4 %

*Farbe der luftgetrockneten Probe nach MUNSELL SOIL COLOR CHARTS

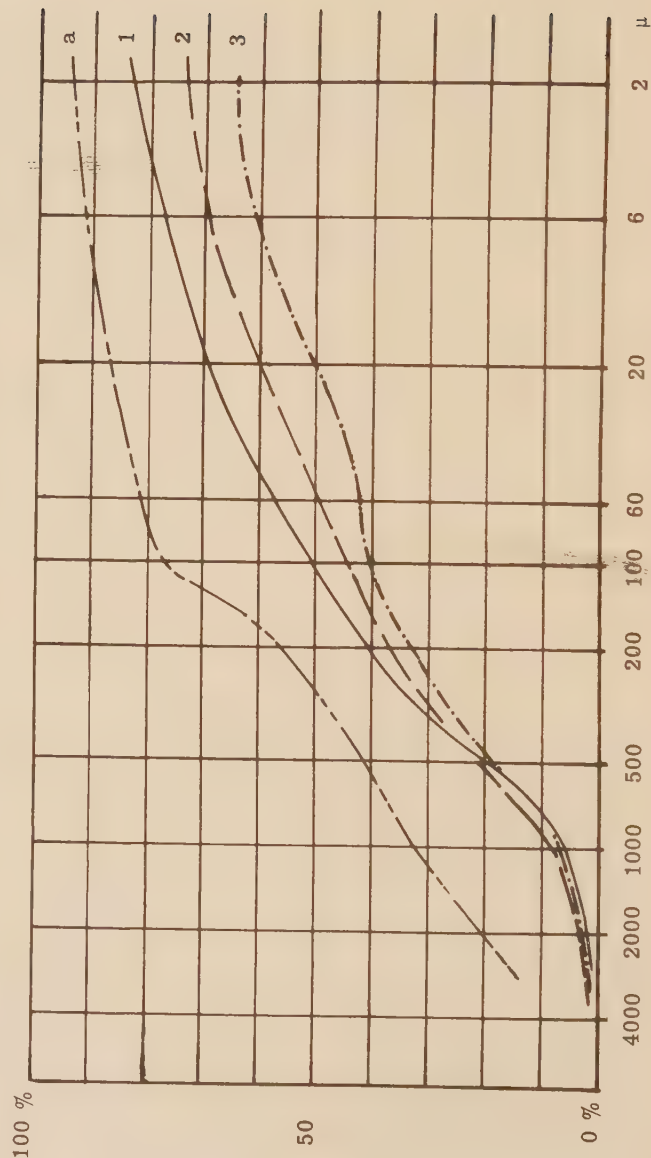


Abbildung 13

daß nur die Analyse von Großproben sinnvoll erscheint.

Nach der Farbe, Korngrößen- und Material-Zusammensetzung unterscheidet sich die obere Solifluktuationsdecke an den beschriebenen Fundstellen eindeutig von ihrer Unterlage. In Abbildung 13 wurden die Korngrößenanalysen von verschiedenen Proben des oberem Solifluktuationshorizontes zusammengestellt. Für das Material der Probe 85 vom Mainzer Berg (Kurve a) ist ein relativ hoher Anteil der gröberen Komponente charakteristisch. Es handelt sich wahrscheinlich um Beimischungen aus aufgearbeitetem Rotliegendem, das wohl während des Transportes aus dem unterlagernden Schutt in die obere Decke aufgenommen wurde. Ein deutlicher Sprung im Kurvenverlauf mit markanter Zunahme der Gewichtsprocente tritt etwa bei der Fraktion 0,2 mm auf.

Die Kurven 1, 2 und 3, die in Abbildung 13 die Zusammensetzung der Proben Si-1, Si-2, Si-3 vom Aufschluß Hexenberg darstellen, zeichnen sich durch ziemlich gleichartigen Verlauf aus. Der Anteil von Material zwischen den Fraktionen 4,0 - 1,0 mm ist bei den drei Kurven bezeichnend und als konstant anzusehen. Gegen den basalen Teil dieser Fließerdedekke (Kurve 3) nimmt der Anteil von Material kleiner als 0,002 mm auf 35 % des Gesamtgewichtes zu. Der hohe Schluffanteil von etwa 25 % ist in den drei Proben dagegen gleichbleibend. Der geringe Betrag an gröberen Komponenten (etwa 3 %) zeigt an, daß verhältnismäßig wenig Durchmischung mit der unteren Solifluktuationsdecke stattfand. Das Ausgangsmaterial der oberen Solifluktuationsdecke ist als ein ursprünglich äolisches Sediment anzusprechen. Lagerung und Lage des Materials sowie vor allem auch die Formen der untersuchten Körner (Fraktionen 0,5 - 0,2 mm)¹, sprechen für äolische Ablagerungen. Zum andern bestätigt die Korngrößenanalyse diesen Befund.

(1) Auch für die Analyse der Kornoberflächen eignen sich nach ZIMDARS in besonderem Maße die gröberen Sandfraktionen.

Trotz der Verschleierung infolge von Zumischungen zeigen die Summenkurven deutlich:

1. den beträchtlichen Anteil (-35 %) von Kornklassen, die für äolische Ablagerungen des Messeler Hügellandes so charakteristisch sind (0,5 - 0,2 mm Durchmesser). Der Sprung der Summenkurve von Probe 85 verdeutlicht z.B. den hohen Anteil von Sanden dieser Fraktion.
2. einen beachtlichen, wenn nicht sogar einen bemerkenswert hohen Schluffanteil (23 - 26 %) im Material am Hexenberg.

Daß bei der Darstellung der Gewichtsanteile der Fraktionen keine charakteristischen Kurvenbilder äolischer Ablagerungen zustandekommen, braucht jedoch bei einem umgelagerten Material nicht zu verwundern.

Es ergibt sich im Anschluß an diese Feststellungen die Frage, in welchem zeitlichen Verhältnis die Verlagerungen der deutlich voneinander getrennten Solifluktsdecken zu den bereits oben eingeordneten Vorgängen stehen. Ohne Zweifel ist nach den bisherigen Kenntnissen der pleistozänen Vorgänge an eine gleichzeitige, primäre Bewegung der beiden Decken nicht zu denken. Folgende Überlegungen sprechen dagegen.

Die untere Solifluktsdecke mit etwa 80 - 90 cm Mächtigkeit wird man am ehesten einer prae-hochkaltzeitlichen Solifluktsphase zuschreiben und ins Frühwürm stellen können. Veranlassung hierzu ist vor allem nach einem Vergleich mit anderen Vorkommen von Solifluktsdecken im Messeler Hügelland gegeben. Außerdem hat nach den Feststellungen von SCHÖNHALS (1955) im hessischen Raum keine nennenswerte Solifluktion nach den Würm-Hochglazial mehr stattgefunden. Die Annahme, daß die Anwehung des Staub-Sandgemisches im Hochglazial am wahrscheinlichsten ist, dürfte wohl im Einklang mit den allgemeinen Feststellungen über äolische Ablagerungen des Pleistozäns stehen.

Nach diesen Überlegungen wäre eine solifluidale Verlagerung der äolischen Ablagerungen in der Spät-Kaltzeit möglich. Die in diesem Zusammenhang beschriebene, jüngere Solifluktuationsphase wäre dann wahrscheinlich als eine Parallelerscheinung zu den Solifluktuationszungen über den Eiskeilspalten aufzufassen.

Für eine solche Zuordnung spricht die Tatsache, daß die Stärke der Decken bei allen vier Vorkommen in der gleichen Größenordnung liegt (ca. 0,4 m).

Es erscheint folgende Abfolge von Vorgängen wahrscheinlich:

1. Frühkaltzeitliche Solifluktion, die mit Zunahme von Kälte und Trockenheit zum Erliegen kommt.
2. Hochkaltzeitliche äolische Ablagerung.
3. Post-hochkaltzeitliche, vermutlich spätkaltzeitliche Fließerdephase in den Decken äolischer Ablagerungen.

Über die weitere Verbreitung dieser jüngeren solifluidalen Erscheinungen können nach dem bisherigen Aufschlußstand im Messeler Hügelland keine weiteren Angaben gemacht werden.

Die Dellen

In Einzelheiten gehenden Feststellungen regionaler Gültigkeit über den Vorgangskomplex solifluidaler Hangentkleidung und Hangabtragung können nach derzeit bekannten Aufschlüssen im Messeler Hügelland nicht getroffen werden. Hier kann aber der Formenvergleich weiterhelfen.

Geradezu als Leitform periglazialer Kleintalungen sind im Messeler Hügelland die flachen, z.T. weitgespannten muldenartigen Dellen ausgebildet. Sie bilden häufig - man kann fast sagen in der Regel - die Oberlaufabschnitte der ost-, nord- und westwärts gerichteten Täler des Arbeitsgebietes.

Meist in der Form einer halbierten, flachen Schüssel sind die Dellenenden in die Abdachung der Wasserscheidenzone eingelassen. Sie gliedern in starkem Maße dieses Restgebiet der Fußfläche. An die muldenartigen Talursprünge schließt sich ein Oberlaufabschnitt an, die eigentliche Delle, deren heutige Länge stark schwankt, aber wohl kaum 1 - 2 km überschreitet. Die topographischen Querschnitte durch die Dellen und deren Ursprünge zeigen eine charakteristische leichte Einwölbung, etwa in der Form eines umgekehrten Uhrglases. Symmetrische und asymmetrische Abweichungen von dieser Form sind häufig, im allgemeinen aber völlig regellos. Sie sollen hier nicht diskutiert werden, da die Dellen keine bemerkenswerten Besonderheiten in der Form zeigen. Aufschlüsse in den Dellen sind selten. In den weitgespannten Dellen stieß ein systematisches Abtasten von Querprofilen mit dem Schlagbohrer auf technische Schwierigkeiten. Stichproben und Profilbohrungen an kleineren Dellen - z.B. am nördlichen Quellarm des Egelswoogbaches, etwa 1,5 km SE von Langen, Bl.6018 brachten (abseits von den Gewässern) Funde von stark beanspruchtem, dicht gepacktem Schuttmaterial in einer braunen bis rötlich-braunen Grundmasse zum Vorschein. Dieses Material zeigt keinerlei Anklänge an fluviale Ablagerung und unterscheidet sich materialmäßig vom Rotliegenden im Untergrund. Es gleicht den Solifluktuionsresten, die an den Hängen ohne Sandüberdeckung gefunden werden. Derartige Schuttfüllungen in den Dellen werden als Reste von solifluidal verfrachtetem Material angesprochen.

Ablagerungen in der geschilderten Ausprägung konnten an verschiedenen Stellen im Messeler Hügelland festgestellt werden. Am Rande größerer Dellen erreichen sie noch über 1,5 m Mächtigkeit. Das war z.B. bei mehreren Aufschlüssen in der Nähe des "Häsengebirges" (Nördlich der Rodau im Gebiet westlich von Urberach, Bl.6018) und in der Talmulde östlich von Messel (zwischen Ortschaft Messel und der Melibokus-Schneise) der Fall. Am oberen Egelswoogbach bildet derartige Material eine Muldenaukleidung, die am Rande etwa 0,5 m mächtig ist und

auf 1,0 m anwächst. Das Querprofil an der Grenze des festen Gesteins ist etwas stärker eingewölbt als das topographische Dellenprofil. Über den Resten des solifluidal verfrachteten Materials lagern in der Regel jüngere, fluviale Ablagerungen, die sich vor allem durch ihren großen Anteil an Lehm deutlich vom Material im Liegenden abheben. Diese jüngeren fluvialen Ablagerungen - sie sind meist durch eine sandige Deckschicht abgeschlossen - wurden bei der geologischen Kartierung als Bachlehme und Alluvionen ausgegliedert. In manchen Fällen handelt es sich um helleres Material, das z.T. gut sortiert ist. Nach den Lagerungsverhältnissen und dem z.T. häufigen Wechsel zwischen lehmigen und sandigen Schichten kann die jüngere fluviale Ablagerung vom Material im Liegenden unterschieden werden.

Bei den Untersuchungen im Gelände wurden nun unterschiedliche Formen der fluvialen Überformung der pleistozänen Dellen festgestellt. In einzelnen Fällen haben Bäche, deren Quellen heute oberhalb der eigentlichen Delle liegen, diese durchschnitten und z.T. ausgeräumt. Das ist z.B. der Fall bei den meisten Dellen im südlichen Messeler Hügelland. Nordwestlich von Messel, an der Streitlachsneise haben fünf Quellen mit guter Schüttung einen breiten Muldenursprung stark zerschnitten. Bei manchen dieser zerschnittenen Dellenenden hat die rückschreitende Talausräumung und Taleintiefung die Dellen und ihre nischenartigen Mulden eingeholt bzw. bereits überholt. Das macht sich an den eingekerbten Bachbetten bemerkbar, die in die jüngeren Sedimente von beachtlicher Mächtigkeit eingelassen sind.

Andererseits kommen Mulden vor, die heute nicht durchflossen werden (z.B. in der Waldparzelle 23, SW von Urberach im Einzugsgebiet des oberen Rutschbaches) oder nur in sehr geringem Maße fluvial überformt sind. Solche z.T. weit abgelegene Oberlaufenden, die während der Kaltzeiten gegen die Wasserscheidenzone zurückverlegt wurden, sind noch nicht oder nur in geringem Maße von der fluvialen Ausräumung erfaßt worden. Die jüngeren Ablagerungen

begleiten hier die Bachläufe in einem schmalen Band wechselnder Breite. Die Mächtigkeit dieser Sedimente - im allgemeinen sind es hellere lehmige Sande - ist gering und erreicht zumeist kaum die Stärke der pleistozänen Einfüllungen in diese Mulden.

In der Regel sind die Oberläufe der Bäche im Messeler Hügelland hochwaldfreie Areale, die mit dem Toponym "Wiese" bezeichnet werden (Breitwiese, Streitwiese, Kernwiese u.v.a.m.). Diese Gebiete zeigen (zumindest jahreszeitlichen) Grundwasserstau auf den Bachlehmen an. Vereinzelt erreichen anmoorige Bildungen mehrere Meter Mächtigkeit. Diese Tatsache weist auf örtliche Talübertiefungen hin, die wohl im Pleistozän angelegt, aber erst im Laufe der postglazialen Zeit aufgefüllt wurden. Meist sind diese übertieften Stellen an den Zusammenfluss mehrerer Talenden gebunden.

In den oben beschriebenen Muldenursprüngen, die den Rand der Wasserscheide dicht besetzen, wird man mit Recht aktive Formen, ja sogar die Arbeitsform einer pleistozänen Zerlegung der Wasserscheidenzone sehen. Einsattelungen der Wasserscheidenzone im Bereich sich verzahnender Ost- und Westabflüsse des Messeler Hügellandes dokumentieren die Wirksamkeit derartiger pleistozäner Abtragung in überzeugender Weise.

Der Sohlentalabschnitt

Unterhalb der Dellen schließt sich ein Abschnitt stärkerer fluvialer Eintiefung an. Hier weichen die oft mit Hochwald bestandenen Hänge zurück und geben wechselnd breiten, $\pm$ söhlig^{en} Wiesen^{en} tälern Platz. Durch diese fließen die Bäche bald in Meandern, bald fast geradlienig.

Auch aus diesem Talabschnitt, der besonders bei den Westabflüssen größere Laufstrecken im Hügelland einnimmt, liegen kaum Bohrungen vor, die das Anstehende erreichen. Im Bereich von Offenthal (Bl.6018) wurden holozäne Taleinfüllungen bekannt, die 6 m überschreiten. Rechnet man zu Beträgen die-

Abdachungsrücken und Sohlentalung an der Westseite
des Messeler Hügellandes
(Schematische Darstellung)

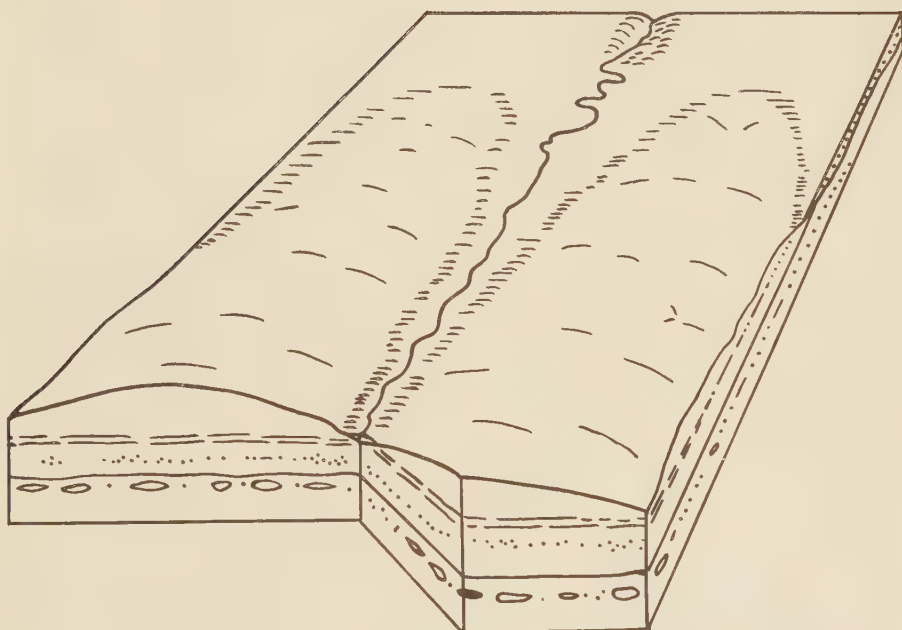


Abbildung 14

ser Gößenordnung noch die Höhenunterschiede zwischen den heutigen Talböden und den tiefergelegten Abdachungsrücken der Wasserscheide hinzu, so erreicht man häufig 30 m Taltiefe. Zweifellos stellt eine solche Taleintiefung - verbunden mit beträchtlicher Talausweitung - wohl kaum das Ergebnis einer Warm- und einer Kaltzeit dar. Man wird für die Bildung der Täler mehrere Abschnitte linearer Eintiefung und Zeitabschnitte solifluidaler Zurückverlegung der Hänge mit gleichzeitiger Talverschüttung ansetzen können. Das Fehlen von Terrassen, die in den periglazialen, mitteleuropäischen Tälern häufig vorkommen, spricht für die Intensität der pleistozänen, vor allem der letzten Talausräumung. Die Taleintiefung ist auch hier als klimatisch bedingter Vorgang aufzufassen; sie hängt andererseits aber mit den pleistozänen Absenkungen im Umland des Spremlinger Horstes zusammen (Oberrheingraben, Neu-Isenburger Quersenke und Hanau-Seligenstädter Senke).

Nord- und südexponierte Hänge zeigen keine bemerkenswerte Asymmetrie, wie man sie hier eigentlich erwarten dürfte. Die vorliegenden Hangprofile sind aber aufgrund von Sandablagerungen wenig zu Untersuchungen einer periglazialen Hangasymmetrie geeignet. Die unterschiedliche, oft beachtliche Mächtigkeit der Decksande (z.T. mit deutlichen Umlagerungserscheinungen) sowie die Schichtlagerungsverhältnisse des anstehenden Rotliegenden müßten in der taillierten Aufschlußarbeit festgestellt werden, bevor weitgehendere Aussagen möglich sind. Während der Jahre 1962/63 lagen im Waldgebiet der Talhänge an der Westseite des Hügellandes, das in besonderem Maße für derartige Untersuchungen von Bedeutung ist, keine Aufschlüsse vor.

Die eigentlichen Talungen des Messeler Hügellandes enden vor ihrem Übergang in die weiten Aufschüttungsebenen des Vorlandes in einer trichterförmigen Talausweitung (z.B. der Mörsbach im Bereich des Mörsbacher Grundes, Bl.6018). Vereinzelt wurden in diesem Laufabschnitt junge Dünenzüge $\pm$ nordsüdlicher Ausrichtung durchstoßen (z.B. am Hegbach, Bl.6018).

Im freien Vorland des Horstes durchqueren die Bäche die randlichen Aufschüttungen des Untersuchungsgebietes. Am Westrand des Hügellandes sind die pleistozänen Ablagerungen über 50 m mächtig. Derartige allochthone und $\pm$ autochthone Sedimentpackungen unmittelbar am Rande des Messeler Hügellandes bekräftigen den Horstcharakter des Gebietes, der im Landschaftsbild nur wenig zum Ausdruck kommt.

Das Alter der Sedimente am westlichen und nordwestlichen Rande ist teilweise noch ungeklärt. Nach den Kartierungen durch KLEMM, den Untersuchungen von BAAS u.v.a.m., den Zusammenfassungen von W. WAGNER (1950), NÖRING und O.SCHMITT (1957) wurden alt- und mittelpleistozäne Ablagerungen nachgewiesen. Diese Ergebnisse scheinen nach den noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen von SEMMEL an der Kelsterbachterrasse bei Kelsterbach bestätigt zu werden. Ohne an dieser Stelle auf diesen Problemkomplex ausführlicher einzugehen, sei darauf hingewiesen, daß die oberflächennahen Ablagerungen nahe des westlichen Hügellandrandes z.T. auch jüngeren (als alt- und mittelpleistozänen) Alters sein dürften. Trotz der verhältnismäßig großen Anzahl von Bohrungen, die hier seit langem zur Wasserversorgung niedergebracht wurden, ist das Ausmass prae-würmzeitlichen Einschneidens der Hügellandbäche in diese Sedimente noch nicht hinreichend bekannt.

Verschiedene Bohrungen, die am Nordufer der Sülz (zwischen Dianaburg und Stahlberg NW von Arheiligen, Bl.6018) angesetzt wurden, hatten in 3,7 m Tiefe die sandig-kiesigen, holozänen Auffüllungen noch nicht durchstoßen. Die von KLEMM (1910,38) aufgeführte Bohrung an der Südseite der Sülz (am Kalkofenweg NW von Arheiligen) trifft die offensichtlich jungen, fluvialen Absätze bis in 2,3 m Tiefe an.

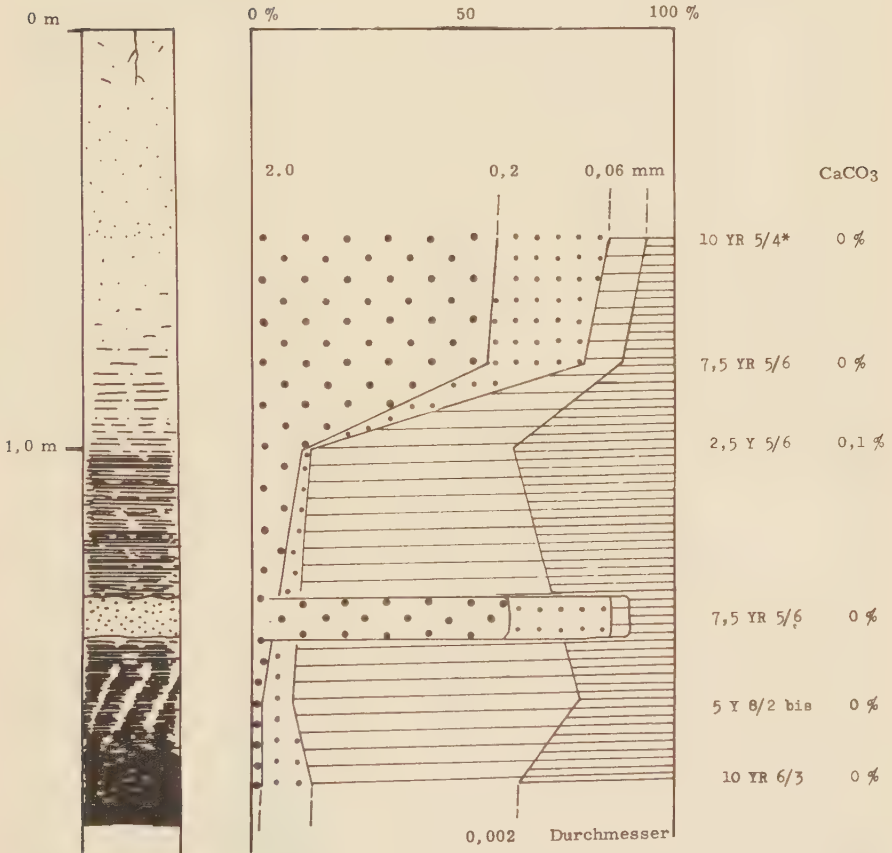
Aufschluss Bayerseich



- 1 Decksande, z. T. abgeschwemmter äolischer Sand; schichtungslos
- 2 Gelblich bis grünlicher fluvialer Feinsand bis Lehm, stellenweise mit Schichtung; einzelne Sandlinsen mit Rotliegendgeröllen
- 3 Graubrauner bis gelblicher Lehm mit starkem Glimmeranteil
- 4 Rötlichbrauner, dichter Ton.

Abbildung 15

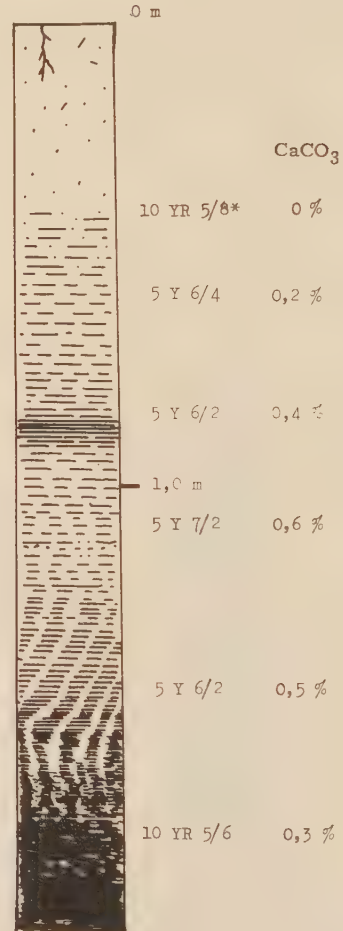
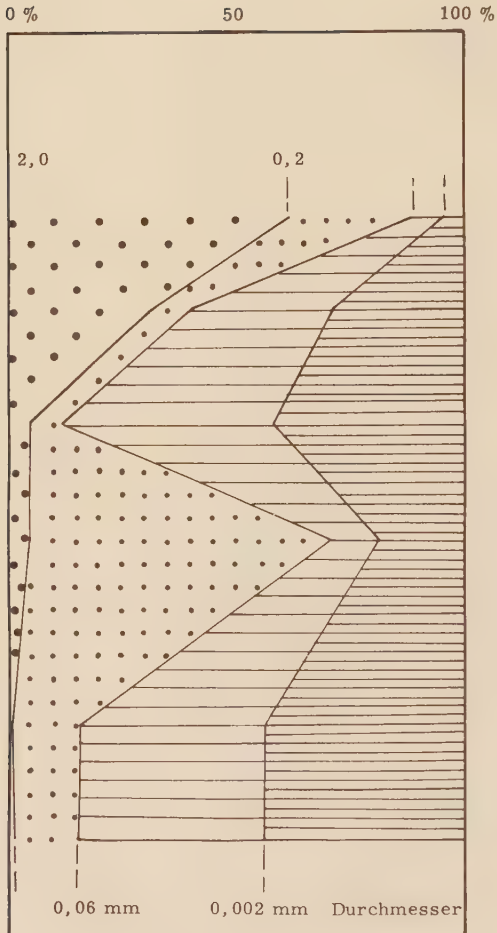
Gewichtprozent der Korngrößen
 Aufschlussprofil 1 östlich Bayerseich
 am Nordufer des Hegbaches (B1.6018)



*Farbe der feuchten Probe nach MUNSSELL
 SOIL COLOR CHARTS

Abbildung 16

Gewichtprozent der Korngrößen
Aufschlussprofil 2 östlich Bayerseich
am Nordufer des Hegbaches (B1.6018)



*Farbe der feuchten Probe nach MUNSELL
SOIL COLOR CHARTS

Abbildung 17

Bei größeren Erdbewegungsarbeiten wurden im Sommer 1963 bei Bayerseich (Bl.6018) unter jungen Decksanden fluviale Ablagerungen freigelegt. Diesen wird man aufgrund der Materialausprägung (Lehme und Tone) und einer deutlichen Diskordanz zwischen Decksand und fluvialen Ablagerungen ein größeres als würmkaltzeitliches Alter zuerkennen. KLEMM (1910) stellt diese Ablagerungen, die in verschiedenen Tongruben abgebaut wurden, ins Altdiluvium. In diese Schichten haben nun die Bachbetten geringfügig eingeschnitten. Abgeschwemmter äolischer Decksand liegt in einer dünnen Schicht auf der Terrassenkante. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine spätwürmzeitliche Ausräumung der Sedimente, die von holozäner Ablagerung z.T. wieder aufgefüllt wurde. In Abbildung 15 wurden die Aufschlußverhältnisse von über 100 m Länge an der Nordseite des Hegbaches östlich von Bayerseich festgehalten. Die Materialzusammensetzung zweier Aufschlußprofile verdeutlichen die Abbildungen 16 und 17. Eine ähnliche Terrasse, die aufgrund jungen Einschneidens der Sülz entstand, findet man westlich des Dianateiches. (Bl.6018).

Im vorausgehenden konnten wesentliche Züge pleistozäner Abtragungsvorgänge im Messeler Hügelland herausgestellt werden. Die z.T. restlose Ausräumung prae-würmzeitlicher Bildungen und Ablagerungen erschwert die Rekonstruktion der Einzelvorgänge vorausgegangener Zeitabschnitte des Pleistozäns erheblich. Ausgehend von Leitformen wurde der Versuch unternommen, die sicherlich komplexen prae-würmzeitlichen Formvorgänge zu erfassen. Durch eine solche Korrelation zwischen Formen und Bildungsvorgängen erfahren die Einzelformen eine genetische Deutung und z.T. auch eine zeitliche Einordnung.

4. Die Wirksamkeit pleistozäner Abtragung im Messeler Hügelland

Das Ergebnis der pliozänen Formenentwicklung am nördlichen Odenwaldrand ist eine Flächen-

treppe, deren Fußfläche im Sprendlinger Horst ausgebildet wurde. Die Fußfläche wurde während des ausgehenden Pliozäns randlich aufgelöst. Eine geringe Talentwicklung - soweit heute feststellbar ist, handelte es sich um $\pm$ breite Rinnen - hatte vermutlich während des oberen Pliozäns bereits in geringem Maße auf die Fußfläche übergegriffen.

Nach der pleistozänen Reliefentwicklung blieb nun das Messeler Hügelland als ein schmaler, überformter Fußflächenrest erhalten. Die unterschiedliche Zerschneidung - sie ist im Gegensatz zwischen "blockartigem Relief" und schmalen Riedeln besonders augenfällig - und die asymmetrische Verlagerung der Wasserscheide müssen verwundern.

In den vorausgegangenen Darlegungen wurde bereits mehrfach auf die Intensität wärmzeitlicher Abtragung im Messeler Hügelland hingewiesen. Sie ist im wesentlichen für die Entfernung von Ablagerungen vorausgegangener Abtragung verantwortlich. Dieser Sachverhalt ist angesichts der geringen Breite des Gebietes verständlich; er erklärt jedoch weder den unterschiedlichen Grad der Zerschneidung der Fußfläche noch die weit nach Osten vorgeschobene Lage der Wasserscheidenzone. Die mit den Trajekten der Westabflüsse weit vorgeschobene heutige Lage der Wasserscheide muß aber als Ergebnis pleistozäner Vorgänge gelten. Das geht z.B. aus der bis heute noch erhaltenen, "blockartigen" Ausweitung der Wasserscheide im Gebiet von Langen hervor. Als Erklärung für die unterschiedliche Zerschneidung der Fußfläche kommen in erster Linie die tektonischen Senkungen im Umland des Sprendlinger Horstes in Betracht. Sie sind im Gebiet von Darmstadt durch immerhin noch über 100 m mächtige pleistozäne Ablagerungen belegt (ANDRES, J. und A.SCHAD, 1959). Die Ablagerungen der Neu-Isenburger Quersenke werden von W.WAGNER (1950) mit 20 + m angegeben. Ebenfalls in der Hanau-Seligenstädter Senke sind pleistozäne Einsenkungen bekannt, die jedoch nicht die Größenordnung des nördlichen Oberrheingrabens erreichen. Die pleistozänen Senkungen der Hanau-Seligenstädter Senke überschreiten nach NÖRING und

O.SCHMITT (1957, 26, 66 und Tafel 14) selten 20 m.

Wichtiger noch als die absoluten Beträge der Senkungen erscheint in diesem Zusammenhang die Lage der Senkungsfelder zum Sprendlinger Horst. In der Hanau-Seligenstädter Senke liegen die Gebiete stärkerer Einsenkung weit abseits von Untersuchungsgebiet. Dagegen tangiert die asymmetrisch nach Osten verlagerte Hauptachse des pleistozänen Oberrheingrabens den Sprendlinger Horst nördlich von Darmstadt. Durch ihre Lage wurde die pleistozäne Senkentiefste dieses Rheingrabenabschnittes in erhöhtem Maße für die Abtragungsvorgänge im Messeler Hügelland bedeutsam. Die klimatisch bedingte Talausräumung wurde in diesem Gebiet in außerordentlichem Maße verstärkt. Im unmittelbar angrenzenden Abschnitt des Sprendlinger Horstes finden wir denn auch die schmalen Riedel und die stärkste ostwärtige Verlagerung der Wasserscheidenzone. Die z.T. durch die Dellen vorangetriebene Zerstörung der Fußfläche hat die Wasserscheide zu einem nach Westen geöffneten, im Grundriss halbmondförmigen Gebilde zerlegt.

Nördlich dieses Gebietes starker Zerschneidung schwenkt die pleistozäne Rheingrabenachse nach NW ab. Auf der östlichen Grabenschulter im Bereich von Langen macht sich diese Verlagerung der Senkentiefsten durch sehr stark geminderte Zerschneidung der Fußfläche bemerkbar. Weite Gebiete des zentralen Sprendlinger Horstes werden sogar vom Rutschbach nach Süden hin entwässert. Am Rande des Hügellandes gliedern hier nur unbedeutende Kleintalungen das "blockartig" erhaltene Relief der Wasserscheiden querachse.

An der Ostseite des Messeler Hügellandes reichen die Gersprenzzuflüsse nur selten bis zur Mitte des Horstes vor. Auch diese Tatsache bestätigt unsere vorausgehenden Feststellungen über die unterschiedliche Abtragungswirksamkeit pleistozäner Absenkung. Die Ostabflüsse werden nur in geringem Maße von der Tieferlegung der Erosionsbasis in Mitleidschaft gezogen. Ihre Oberlaufabschnitte im Hügelland liegen zu weit von der pleistozänen Senkentiefsten entfernt.

Die unterschiedlichen Senkungsbeträge und die starke Wirksamkeit der pleistozänen tektonischen Absenkungen in den Randgebieten des Messeler Hügellandes sind hiernach als entscheidend für die vorliegende Anordnung des Reliefs anzusehen. Die unterschiedliche Abtragungswirksamkeit von Graben und Senke westlich und östlich des Sprendlinger Horstes bewirkte die stärkere Aufzehrung der Fußfläche von Westen her, gleichzeitig aber auch die Erhaltung eines kleinen überformten Fußflächenstreifens. Bei stärkerer Senkung am Ostrand des Horstes wäre heute nur noch eine Riedellandschaft erhalten, die den Versuchen einer Reliefrekonstruktion widerstanden hätte.

5. Äolische Ablagerungen

Obwohl wesentlicher Bestandteil des Messeler Hügellandes können die Flug- und Treibsande nicht zum Großformenschatz dieses Gebietes rechnen, denn sie bilden trotz ihrer großen Verbreitung¹ selten Eigenformen - wie z.B. Dünen - aus. Dagegen geben die äolischen Ablagerungen dem Relief im Bearbeitungsgebiet jene charakteristischen, sanften Formübergänge, durch die es erst zum vollendeten "rolling hill country" wird.

Die Landformen im Messeler Hügelland - als Ergebnis pleistozäner Zerlegung der pliozänen Fußfläche - erhalten erst durch die äolischen Deckschichten und durch die rezente Entwicklung ihre heutige Gestalt. Die menschliche Einwirkung auf die Landformen in mehr als 30 Jahrhunderten sollte man im Hinblick auf Bergbau, Rodung, forst- und landwirtschaftliche Nutzung jedoch nicht unterschätzen.

(1) Einen Überblick über die Verbreitung der äolischen Ablagerungen gibt die geologische Karte 1 : 25 000 des Gebietes (Blätter 5918, 6017, 6018, 6019, 6117, 6118).

Intensive Bautätigkeit zeigt, wie dieses Gebiet in stärkerem Maße zu einer Wohnstätte des Rhein-Mainischen Verstädterungsgebietes wird.

Nun gehören nicht alle äolischen Ablagerungen im Messeler Hügelland zum Pleistozän. Es bedarf einer umfangreichen Kartierungsarbeit, um diese z.T. nur schwer unterscheidbaren Ablagerungen zeitlich einzuordnen und in ihrer Verbreitung zu erfassen.

Außer den Beobachtungen im Zusammenhang mit den Solifluktsdecken und der Fossilisierung von Eiskeilen, sowie bodenkundlich-stratigraphischen Untersuchungen (BECKER, 1963), können die Funde historischer und frühgeschichtlicher Zeit (WAGNER, 1952, BECKER, 1963), die von Sandablagerungen überdeckt wurden, zur zeitlichen Einordnung herangezogen werden. In diesen Fällen, sowie beim Fund von Fossilien (Loßschnecken in der Sandgrube nördlich von Traisa) kann man die örtlich aufgeschlossenen Ablagerungen datieren. Darüber hinaus ermöglichen derartige Funde in manchen Fällen weitere Schlüsse aufgrund der Materialausprägung in diesen Einschnitten. Ein weiteres Hilfsmittel bei der Datierung im Einzelaufschluß ist die genaue Untersuchung der Ablagerungsform der Sande. Außer Betracht bleiben hier die zumeist geringmächtigen Ablagerungen, die durch intensive Bodenbildung verbraunten. In diesen Sanden sind solche Untersuchungen nicht mehr möglich. Übereinstimmend mit ZIMMERMANN (1956, 47) wird die Verbraunungstiefe für pleistozäne Sande mit 40 - 70 cm angegeben. Bei jüngeren Sandablagerungen ist sie entsprechend geringer.

Die Deck- und Treibsande werden durch horizontale, z.T. schwach geneigte, unruhige Schichtungen charakterisiert. Die Ablagerung solcher Sande ist durchaus zu weitgehend vegetationsloser Zeit - also auch auf der Höhe der letzten Kaltzeit - denkbar und wahrscheinlich.

Dagegen weisen die Dünen indirekt auf die Existenz einer Vegetation hin, die beim Aufwehen der Sande zu Dünen wirksam wurde. Derartige Dünen liegen in ver-

schiedener Höhenlage des Untersuchungsgebietes: z.B. oberhalb der Quellen des Egelswogbaches im Bereich der Wasserscheide, in der Talung des Hegbaches und im Vorland des Messeler Hügellandes (z.B. nördlich von Arheiligen Düne "Stahlberg", Bl.6018). Dass es sich bei diesen Sandakkumulationen um Dünen und Dünenzüge handelt, konnte oft besser durch die primären Sedimentationsstrukturen - die besondere Art der Schräg- und Kreuzschichtung - nachgewiesen werden, als durch die im allgemeinen stark gestörte Form der Dünen (auf denen bisweilen noch Hügelgräber zu finden sind).

In einem zusammenfassenden Überblick kann zunächst festgehalten werden, daß verbreitungsmäßig die Deck- und Treibsande vorherrschen. Ob nun alle Sande dieser Ablagerungsform ins Pleistozän zu stellen sind, muß offenbleiben. Für viele Sanddecken steht aber pleistozänes Alter aufgrund verschiedener Kriterien fest. Jüngere Dünen findet man vor allem im westlichen Messeler Hügelland und dem westlichen Vorland. Bislang wurden keine Lößablagerungen im engeren Untersuchungsgebiet bekannt.

Der Nachweis äolischen Transportes dieser Ablagerungen ließ sich zumeist aus der Lage und Lagerung der Sande bereits im Gelände führen. Derartige Untersuchungen an Sedimentstrukturen in Lockermaterial sind sehr mühevoll, manchmal aber die einzige Möglichkeit einer gesicherten Aussage (außer den Untersuchungen der Kornoberflächen und einer statistischen Analysenauswertung). Gelegentlich konnte man sich bei den Untersuchungen an den Schichtungskörpern auf die sekundären Ton- und Eisenanreicherungen in den rötlich-braunen Bändern stützen, die z.T. die Einzelstraten nachzeichnen. Flußsande und äolisches Material unterscheiden sich hier im allgemeinen nach Materialzusammensetzung und Schichtungstypus so deutlich, daß eine Verwechslung bei größeren Aufschlüssen ausgeschlossen ist.

In Ergänzung zu den Felduntersuchungen, die im Falle schichtungsloser Sande keine Anhaltspunkte ergaben, wurden Laboruntersuchungen der hier entnommenen Proben durchgeführt.

Die Korngrößenanalyse erweist sich für die vorliegende Fragestellung bei Einzelproben oft als eine nur wenig aussagefähige Untersuchungsmethode. Sie kommt hauptsächlich als statistische Untersuchungsmethode in Betracht.

Nach der Sieb- und Pipettenanalyse (ANDREASEN) zahlreicher Sandproben, kann Folgendes festgestellt werden: Die äolisch verfrachteten Sande im Messeler Hügelland bestehen gewichtsanteilmäßig überwiegend aus den Fraktionen 0,5 - 0,2 mm und 0,2 - 0,1 mm Durchmesser. Die gewogenen Anteile dieser Kornklassen liegen bei 60 und erreichen bis über 90 %. Diese Tatsache ist insofern bemerkenswert, als Material dieser Kornklassen verhältnismäßig grob für äolischen Transport ist. Rückschließend auf die Transportverhältnisse besagt dieser Sachverhalt, daß die Körner mehr durch kurze Sprünge und Rollen als durch Aufwehen und freien Flug fortbewegt wurden. Aus der Korngrößenzusammensetzung wird somit deutlich, daß die Treibsande vorherrschen.

Diese Feststellungen können durch Betrachtung einzelner Probenanalysen differenziert werden. In Abbildung 18 wurden vier Analysenergebnisse zusammengestellt, die eine eingehendere Erörterung lohnen. Kurve 1 stellt die Korngrößenzusammensetzung eines schichtungslosen, groben pleistozänen Treibsandes dar (östlich von Langen, R.3479120; H.5539220). Der Anteil an Material größer als 0,2 mm beträgt 60 %, davon 35 % in der Fraktion 0,5 - 0,2 mm. Die Kurve nimmt einen für die pleistozänen Treibsande im Messeler Hügelland durchaus charakteristischen Verlauf. In Kurve 2 umfassen die Kornklassen 0,5 - 0,2 mm nur knapp 16 %; dagegen entfallen 55 % auf die Korngrößen 0,2 - 0,1 mm. Diese feinkörnigere Probe wurde am Mainzer Berg in mehr als 220 m Höhe entnommen (R.:3483470; H.: 5529650). Die vorausgehend erörterte Treibsandprobe (Kurve 1) entstammt einem Aufschluß in etwa 145 m Höhe an der Westseite des Messeler Hügellandes. Bei Kurve 3 machen die Komponenten der Größe 0,2 - 0,06 mm Durchmesser 63 % aus. Die Entnahmestelle (R.:3479350; H.:5523120) dieser Probe liegt in etwa 225 m Höhe nördlich von

Korngrößenanalyse äolischer Ablagerungen Summenkurven der Gewichtsprozent

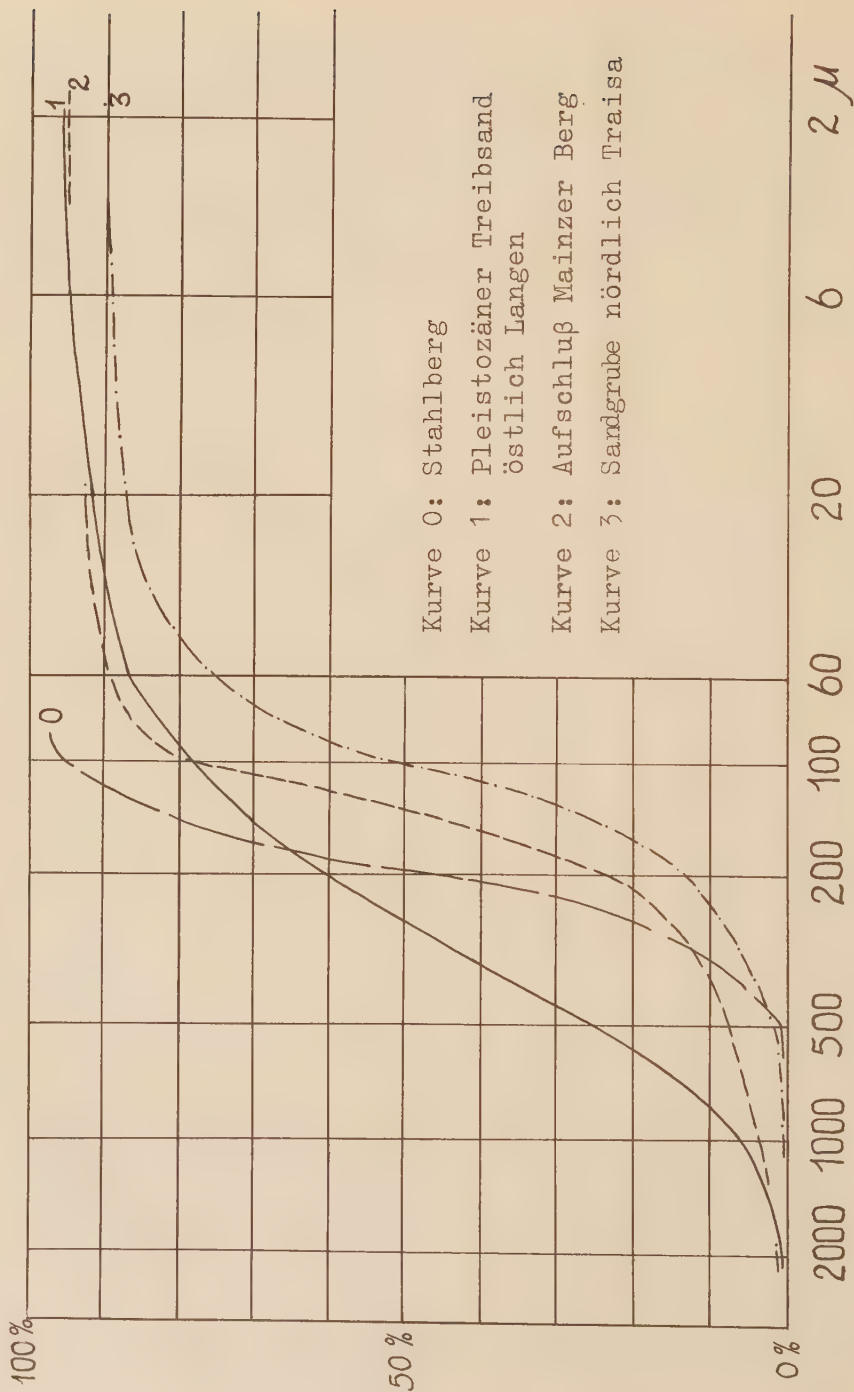


Abbildung 18

Traisa und enthält in den oberen Feinsandschichten reichliche Beimengungen von *succinea oblonga*, *trichia hispida* und vereinzelt *pupilla muscorum*¹. Eine Lößdecke, der diese Fossilien entstammen, wurde bereits abgetragen. Kurve 0 stellt die Korngrößenzusammensetzung einer wahrscheinlich postpleistozänen Düne (Stahlberg, nördlich Arheiligen, Bl.6018) dar. Das Material der Korngrößen 0,5 - 0,1 mm macht 93 % der Probe aus.

Die oben aufgeführten Beispiele von Korngrößenanalysen können durch eine große Anzahl ähnlicher Siebanalysenergebnisse vermehrt werden. Die analysierten Proben berechtigen zu folgenden Schlüssen: Das pleistozäne Material an der Westseite des Messeler Hügellandes besteht in erster Linie aus gröberen Treibsanden. In höherer topographischer Lage oder auch im Schatten höherer Erhebungen (nördlich Traisa) kamen vorwiegend feinere Flugsande zur Ablagerung. Ebenso scheint im Messeler Hügelland eine Abnahme in der Korngröße der Hauptfraktion von West nach Ost zu bestehen. Die gleiche Tendenz in nordsüdlicher Richtung - bis in den Bereich südlich von Darmstadt - mag mit einer abweichenden Zusammensetzung des Ausgangsmaterials zusammenhängen. Jüngere (als wahrscheinlich letzthochkaltzeitliche) Ablagerungen - zu denen hier das Material der Kurve 0 und die jüngeren Solifluktsdecken gerechnet werden - weisen die höchsten Gewichtsanteile in noch kleineren Kornklassen auf. Zur Zeit dieser jüngeren äolischen Sedimente muß man mit einer Vegetation rechnen, die den Transport von gröberen Körnern in Bodennähe verhinderte, aber die Auswehung von Material der Flugsandkorngröße zuließ. Hierzu vergleiche man vor allem in Abb. 18 den deutlichen Unterschied zwischen den Kurven 1 und 0. Neben dem hohen Materialanteil zwischen 2,0 und 0,2 mm der Kurve 1 (fast 70 %) fällt vor allem die bessere Kornsortie-

(1) Für die Bestimmungen möchte ich an dieser Stelle Herrn Dr. Zilch vom Forschungsinstitut Senckenberg verbindlich danken.

rung der Düne Stahlberg auf, die im steilen Verlauf der Kurve 0 zum Ausdruck kommt.

Nach den vorausgehenden Darlegungen wird man die Treib- und Flugsande als ausgewehtes fluviales Material ansehen können. Es kommen vor allem die Ablagerungen von Main, Rhein und Neckar in Betracht.

Einige Stichproben fluvialer Mainsande ergaben aufschlußreiche Ergebnisse, die im Folgenden dargelegt werden sollen. In Abb. 19 wurde die Korngrößenzusammensetzung fluvialer (Kurven 1 und 3) u. äolischer Sande (Kurven 2 und 4) zusammengestellt. Beim Vergleich äolischer und fluvialer Sande ergaben sich Schwierigkeiten, die auf der unterschiedlichen Materialzusammensetzung dieser Sedimente beruhen.

Äolisches Material fällt in den Bereich der allgemein üblichen Korngrößenanalyse für Sande, Schluff und Ton. Das vorkommende fluviale Material besteht aber außerdem noch aus Kies und Blöcken. Um die wirklichen Korngrößenverhältnisse fluvialer Ablagerungen nicht durch Absieben der groben Komponenten (größer als 4,0 mm) zu verfälschen, wurden hier nur die Analysen von solchen Proben¹ zur Darstellung gebracht, die kein Material größer als 4,0 mm Durchmesser enthalten. Die Proben L1 und L2 entstammen demselben Aufschluß der Kelsterbachterrasse an der Mitteldieker Schneise (Bl. 5917, im NW Teil der Waldparzelle 42) und wurden jungpleistozänen Ablagerungen entnommen. Die Entnahmetiefe betrug 0,9 und 0,4 m. Das Material der Probe 3 gehört zu den fluvialen Mainablagerungen, die in der Kiesgrube Sandhorst östlich von Dietzenbach erschlossen liegen. Probe L4 wurde äolischem Sand aus der Neu-Isenburger Quersenke nördlich vom Neuhof (Bl. 5918) entnommen (R.: 3480100; H.: 5543420).

Bei den vier Kurven muß der fast parallele Verlauf, der gleichartige Kornsortierungsgrad (an der starken Kurvensteigung bemerkbar) sowie die auffallend

(1) Das Material wurde einer Schicht entnommen.

Korngrößenzusammensetzung einiger fluvialer und äolischer Sande Summenkurven der Gewichtsanteile

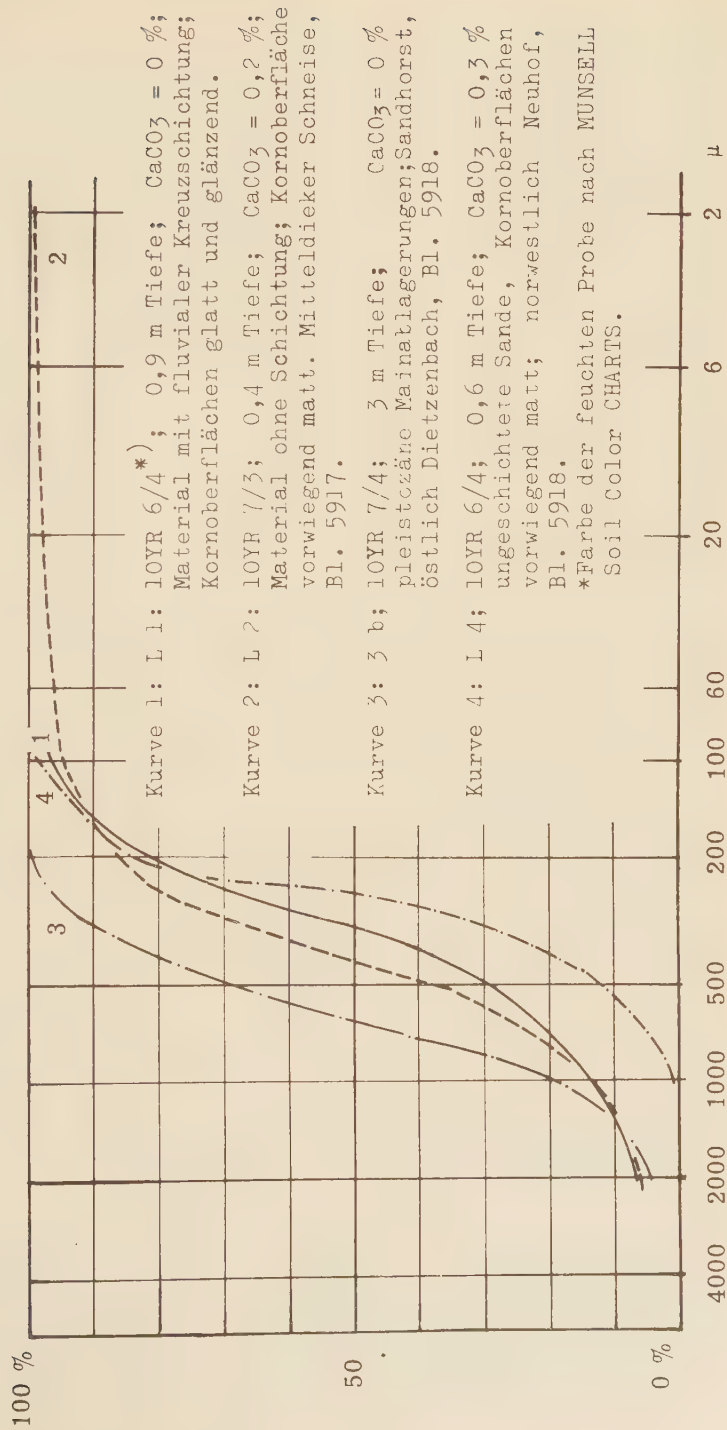


Abbildung 19

ähnliche Korngrößenzusammensetzung (vor allem der Kurven 1 und 2) die Aufmerksamkeit auf sich lenken. Vergleicht man die Kurven 1 und 2, so ist weiterhin bemerkenswert, daß die Fraktion 0,5 - 0,2 mm fast 50 % des Gesamtgewichtes ausmacht, und daß die äolische Ablagerung (Kurve 2) etwas gröberer Ausprägung ist als das fluviatile Material im Liegenden. Die auffallende Ähnlichkeit in der Korngrößenzusammensetzung spricht für die Affinität der beiden Sedimentgruppen. Die äolischen Ablagerungen - verdeutlicht durch die höhere stratigraphische Position - sind, wie bereits erwähnt, aus den fluviilen Sedimenten der umliegenden Terrassen hervorgegangen. Zum anderen deutet der gleichartige Sortierungsgrad darauf hin, daß nur ein kurzstreckiger äolischer Transport wahrscheinlich ist.

Zum Nachweis äolischen Materialtransportes an den Sandkörnern wurden zunächst die Kornformen untersucht. Sie zeigen hier den Grad der Transportbeanspruchung des Einzelkornes in dessen Zurundung an.

Die Untersuchungen wurden an aufbereitetem, gewaschenem, gesiebttem und ungesiebttem Probenmaterial durchgeführt. Die Kornformenbestimmung wurde direkt unter dem Mikroskop oder auch indirekt an Mikroaufnahmen durch Vergleich mit den Kornformentabellen nach RUSSEL und TAYLER (1937) vorgenommen. Jedem Rundungswert liegt eine Analyse von 150 - 400 Körnern zugrunde. Um subjektive Auswertefehler zu verhindern, wurden die Probennummern verschlüsselt und die Auswertung wiederholt. Die festgestellten Rundungswerte liegen unterhalb der in der Literatur angegebenen Vergleichswerte für Flugsand und Dünen. Bei den insgesamt 21 auf Kornrundung ausgewerteten Proben lagen die Werte zwischen $R = 3,10 - 3,37$, im Mittel bei kleiner als 3,2. Die Vergleichswerte z.B. bei SINDOWSKI (1961) betragen 3,3 und größer. Diese Tatsache ist mehrdeutig. Sie legt einmal den Schluß nahe, daß die Sande nur kurzstreckig verweht wurden, bis sie zur Ablagerung im Messeler Hügelland kamen. Nun sind aber gut gerundete Körner lage

stabiler als schlecht gerundete oder unregelmäßig geformte Sandkörner. So besteht also zum andern die Möglichkeit, daß im Messeler Hügelland aufgrund selektiver Auswehung in erster Linie wenig zugerundete Sandkörner abgelagert wurden. Nach den Untersuchungen von MATTOX kommt es zu getrennter Ausblasung wenig gerundeter Körner aber nur dann, wenn die Windstärke gerade die Schwellenwerte erreicht, die für äolischen Transport von Sanden notwendig sind. Das bedeutet: Man kann auf selektive Ausblasung nur unter der Voraussetzung schließen, daß vorwiegend Feinsande ausgeblasen wurden und daß ein hoher Grad von Korngrößensortierung vorliegt. Das ist aber bei den Ablagerungen des Messeler Hügellandes - wie zuvor dargelegt wurde - nicht der Fall: Die Sande sind im allgemeinen nur mäßig sortiert und außerdem wiegen die Mittelsande bis gröberen Mittelsande vor. Zum andern zeigen die Nebenfraktionen gleiche Rundungswerte wie die Hauptfraktionen. Das dürfte bei präferenzieller Auswehung wenig zugerundeter Körner nicht der Fall sein¹. Man wird also die vorliegenden Kornformen aus überprägtes aber nicht ausgelöschtes Erbe nichtäolischen Transportes ansehen. Die Anzahl der während des Transportes zerbrochenen Körner ist nach den eingehenden Untersuchungen unter dem Mikroskop und dem Binokular nicht sehr hoch. Erkennbare Kornbrüche liegen weit unter 1 % der untersuchten Exemplare. Aufgrund der mäßigen mittleren Kornzurundung wird man somit annehmen, daß die Sande nur einen kurzen Weg in äolischem Transport zurückgelegt haben.

Nach SINDOWSKI (1961), 179) läßt sich eine Feststellung des Transportmediums von Sanden auch aus dem Verhältnis von Korngrößensortierung (nach TRASK) und dem Kornzurundungswert (nach RUSSEL und TAYLER) entnehmen.

-
- (1) Bei selektiver Auswehung müßten die Nebenfraktionen - je nach der Kornklasse - entweder bessere oder schlechtere Zurundungswerte erreichen als die Hauptfraktion.

Die Werte einzelner Proben aus verschiedenen Teilen des Messeler Hügellandes wurden in das von SINDOWSKI entworfene Koordinatensystem eingetragen. Auch nach dieser Methode fallen die vorliegenden Sandablagerungen nicht in den Bereich äolischer Ablagerungen.

Die vorausgehenden Feststellungen sind in erster Linie auf die pleistozänen Ablagerungen beschränkt. Im Hainer Wald (NE von Langen, Fl 6018, R.: 3478420; H.: 5539740) wurden Sandablagerungen erschlossen, die nach der Schwermineralanalyse¹ aus jüngeren fluvialen Ablagerungen des Rhein-Main-Gebietes aufgeweht wurden². Diese Sande überdecken ein Substrat³, das nur wenige Dekameter äolisch verfrachtet wurde. Dem größeren Transportweg der Decksandschicht entspricht hier eine ausgezeichnete Kornzurundung.

Nicht zum Schluß sei auf die Kornmattierung der äolischen Sande verwiesen, die sich schon unter der Handlupe erkennen läßt, die aber bei Auflicht unter dem Mikroskop besonders deutlich sichtbar wird. Diese Untersuchungen der Kornoberflächen

-
- (1) Granat : 22 %; Hornbl.:10%; Turm.:12 %; Zirkon: 5 %; Epidot;4 %; Augit:1 %; Titanit, Disthen, Calcit, Rutil und Chlorit in Spuren; Schwermin. Gehalt : 1,0 %; opaker Anteil : 47 %. Die Schwer mineralanalyse verdanke ich Herrn Geologen Dr.A. Semmel, Wiesbaden.
 - (2) Diese Feststellung läßt sich im Vergleich mit den Schwermineralgehalt von pleistozänen und rezenten Sanden treffen, wie sie v.ANDEL(1950) bestimmte.
 - (3) Auch dieses Material wurde äolisch verfrachtet und unterscheidet sich deutlich in seinem Schwer mineralgehalt von der Sanddecke. Aufgrund des hohen Anteils von Apatit (30 %), der keine Ätzungserscheinungen aufweist, wird dieses Material dem weiter westlich (R.:347760;H.:5539700) anstehenden, aufbereiteten Gestein zugeordnet, das eben so durch seinen hohen Apatitanteil (40 %) auffällt.

lassen auch bei den schichtungsfreien Decksanden keinen Zweifel an deren äolischer Ablagerung aufkommen.

Zur Frage der Herkunft von Flug- und Treibanden wird man einmal auf die Ergebnisse der Untersuchungen an den Schichtungskörpern zurückgreifen können. Sie zeigen z.B. im Bereich der Talungen zwischen Langen und Urberach Winde aus dem westlichen Quadranten an. Diese Ergebnisse stimmen mit den Untersuchungen von SCHOTTLER, O. SCHMITT, W. WAGNER, KLUTE u.v.a.m. überein.

Zum andern gibt neben den Unterschieden in der Korngrößenzusammensetzung die petrographische Untersuchung der Sande wertvolle Hinweise. So wurden in den Sanden außerhalb des Sprendlinger Horstes sowie im Messeler Hügelland selbst vereinzelt gut gerundete Rotliegendepartikel (Tonschieferstückchen und Arkosefragmente) aufgefunden. Diese Tatsache weist darauf hin, daß bereits abgeräumter Detritus des Sprendlinger Horstes zusammen mit den Main-Rhein- und Neckarablagerungen aufgeweht wurde, und z.T. erneut im Sprendlinger Horst zur Ablagerung kam.

V - Ergebnisse der geomorphologischen Untersuchungen im Messeler Hügelland

Bei der vorausgehenden Deutung des Formenschatzes im Messeler Hügelland wurde deutlich, daß gebietsmäßig das im Pleistozän entstandene Relief überwiegt.

Zeugen eindeutig würmkaltzeitlicher Gesteinsaufbereitung, solifluidaler Abtragung und Hangentkleidung sowie Eiskeilspalten konnten festgestellt werden. Derartige Erscheinungen sind unter mächtigen hochkaltzeitlichen Sandablagerungen gut erhalten. Im Untersuchungsgebiet vorkommende Gesteine des Rotliegenden, vereinzelte Kristallinvorkommen sowie tertiäre Basalte und Trachyte bildeten während der Würmkaltzeit plattigen, scherbigen, feinschuppigen, gelegentlich auch blockig-unregelmäßigen Detritus. Von diesen sind - je nach Lage der Profile vorwiegen stark skeletthaltige Frostschuttdecken erhalten geblieben. Anfallendes Feinmaterial wurde weitgehend solifluidal oder fluvial entfernt bzw. unter Bildung eines Deflationspflasters abgeweht. Die Mächtigkeit der in Resten erhaltenen Frostschuttdecken schwankt stark, ist aber im allgemeinen mit etwa 0,5 - 0,8 m auf den Flachrücken nicht sehr eindrucksvoll.

Besonders eingehend wurden die Eiskeilspalten im Rotliegenden nach Verlaufrichtung, Form und Größe, Erscheinungen im Nebengestein, Sandfüllung und Deckmaterial untersucht. Die Formen dieser Bildungen richten sich weitgehend nach dem Aufbereitungsgrad des Nebengesteins. Breite Eiskeilspalten

kommen in stark zertrümmertem Gestein (Frostschutt) vor, schmale Eiskeilspalten im Festgestein $\mp$ ungestörter Schichtlagerung. Aus dem Vergleich einzelner Eiskeilspalten-Profile konnte gefolgert werden, daß Eiskeilspalten an den Hängen nach ihrer Bildung solifluidal gekappt wurden. Dieser Vorgang läßt sich durch eine dünne Soliflukationsdecke (die über bereits mit Sand gefüllten Eiskeilspalten lagert) zeitlich einordnen. Aus der Vorgangsabfolge von Frostschuttbildung, Eiskeilspaltenbildung, Deflation und Sandablagerung, Aussmelzen der Eiskeile, Nachrutschen der Sande, Soliflukationsphase und erneuter Sandablagerung konnten wesentliche Züge des Verlaufes der Würmkaltzeit in unserem Gebiet abgeleitet werden.

Die Tatsache, daß im Messeler Hügelland Eiskeilspalten erhalten sind, und zwar in ziemlich großer Anzahl (über 60), muß verwundern, denn Eiskeilspalten des mittel- und westeuropäischen, pleistozänen Periglazials waren in $\mp$ ungestört lagerndem Festgestein bislang noch nicht bekannt. M.E. nach hängt die Erhaltung der Eiskeilspalten einmal mit den z.T. mächtigen Sandablagerungen zusammen; zum andern findet sie wohl in der petrographischen Ausprägung der Gesteine ihre Begründung. Eiskeilspalten wurden nach dem bisherigen Aufschlußstand vorwiegend in solchem Gestein aufgefunden, das arm an Feinstmaterial (Ton und Schluff) ist: Das sind vor allem die Grobsandstein- und Arkosebänke. Ferner wurden bislang die Eiskeilspalten nur auf den Flachrücken und an Hängen mäßiger Neigung (mit maximal $2,5^{\circ}$) erschlossen.

Über die verschiedenen Erscheinungen periglazialer Gesteinsaufbereitung hinaus wurden die pleistozänen Abtragungsvorgänge anhand des Formenschatzes untersucht. Ins einzelne gehende Feststellungen hierzu sind durch das Fehlen alt- und mittelpleistozäner Ablagerungen sowie interglazialer Bodenbildungen erschwert. Diese Tatsache weist auf die Intensität würmzeitlicher Abtragung im Spremlinger Horst hin. Starke Zertalung und rückschreitende Erosion der Dellen bezeugen die klimatisch

bedingten Abtragungsvorgänge. Durch tektonische Senkungen im Umland des Sprendlinger Horstes wurde die Abtragung in ihrer Wirksamkeit verstärkt. Vor allem wird die Wirkung des stärker abgesenkten Rheingrabens im Raume unmittelbar nördlich von Darmstadt im Formenschatz sichtbar. Der Einzugsbereich der hier abfließenden Hügellandbäche ist stark ausgeweitet und die Wasserscheide asymmetrisch, weit nach Osten verlagert worden. Es finden sich hier Flachrücken und weite Talungen, die für das Relief des Messeler Hügellandes charakteristisch sind und die durch pleistozäne Zertalung entstanden sind¹.

Die Talungen und Dellen konvergieren zur Wasserscheide des Sprendlinger Horstes. Die Wasserscheide zwischen Gersprenz-, Main- und Rheinzufüssen ist ein Band wechselnder Breite mit durchweg 180 + m Meereshöhe. Dieses Gebiet mit aufgesetzten Flachkuppen und leicht gewellter Oberflächengestalt weist ebenfalls Anzeichen und Zeugen pleistozäner Abtragung auf, vor allem im Bereich enger Verzahnung von Ost- und Westabflüssen. Die Bildung des heute noch unzerschnittenen Flachreliefs der Wasserscheide fällt jedoch in eine Zeit tertiärer Verebnung. Einmal zieht das Flachrelief mit einer Längserstreckung von über 12 km - im großen gesehen - über die verschiedenen Gesteinsarten glatt hinweg. Zum anderen wirkte die pleistozäne Abtragung eher reliefverstärkend als nivellierend.

Im Süden schließt an das Niveau der Wasserscheide ein flacher Höhenzug in etwa 220 m Höhe an. Dieser Rücken zug (Mainzer Berg - Tannenkopf) besteht - wie die Wasserscheidenzone im Messeler Hügelland - vorwiegend aus Rotliegendem. Über die-

(1) Die pliozänen Sedimente vor allem im Rheingraben sprechen - nach dem derzeitigen Stand der bekannten Bohrungen - gegen eine katastrophenartige Bruchtektonik, die bereits eine pliozäne Zerschneidung der Grabens als Folge hätte zeitigen können.

sem Niveau erhebt sich weiter südlich eine Schar von weiteren Höhenrücken, die - wie der Mainzer Berg - nordöstlich südwestlich verlaufen. Sie bestehen aus kristallinen Gesteinen des Grundgebirges. Diese Höhenzüge werden jeweils in einem Saum von Flachreliefgebieten der nächst niederen Höhenstufe leistenartig umlaufen.

Die hier aufgezeigten Reliefverhältnisse am nördlichen Odenwaldrand werden als denudativ angelegte Flächentreppe gedeutet. Der Sprendlinger Horst, die unterste Stufe dieser Treppe, bildet die Fußfläche des Odenwaldes, oder genauer gesagt des Mainzer Berges. Im Bereich der Wasserscheide sitzen der Fußfläche einzelne Flachkuppen auf. Sie werden als Relikte eines Reliefs gedeutet, das von der Verebnung im Niveau der Fußfläche nicht aufgezehrt wurde.

FLIEDNER (1957,81) erklärt, daß es nicht möglich sei, eine Verbindung zwischen seinen drei Flächenniveaus um nördlichen Odenwald und dem Rotliegendgebiet von Messel herzustellen. ZIENERT (1957) läßt zwei seiner Flächenniveaus (Skizze 6, Einheiten 10/13 und 11) in unserem Untersuchungsgebiet auslaufen. Im großen gesehen, kann man hier der ZIENERTschen Zusammenstellung von Flächenniveaus am Nordrande des Odenwaldes zustimmen. Bei der zeitlichen Einordnung ergeben sich Abweichungen von ZIENERT, auf die bereits oben hingewiesen wurde.

Die Fußflächenbildung im Sprendlinger Horst fällt in post-basalt-trachytische Zeit (post-Mittel- bis post-Obermiozän) und wird durch praeober- bis prae-oberstpliozäne randliche Auflösung der Fußfläche im wesentlichen beendet. Die Fußfläche des nördlichen Odenwaldes ist also eine prae-endtertiäre Verebnung.

VI - Schriftenverzeichnis

- Andel, T.H. van, 1950 : Provenance, Transport and De
position of Rhine Sediments.
Diss. Wageningen.
- Andres, J. und A. Schad, 1959: Seismische Kartierung
von Bruchzonen im mittleren und nördlichen
Teil des Oberrheingrabens und deren Bedeu-
tung für die Ölansammlung.
Erdöl und Kohle, 12, 323-334, Hamburg
- Antun, P., 1954: Bemerkungen zur oligozänen Geogra-
phie des Mainzer Beckens.
Notizbl. Hess. LA für Bodenf. 82, 213-214,
Wiesbaden.
- Baas, J., 1932: Eine fröhdiluviale Flora im Mainzer
Becken.
Diss. Frankfurt/M., Jena.
- Bakker, J.P., 1930: Einige Probleme der Morphologie
und der jüngsten geologischen Geschichte
des Mainzer Beckens und seiner Umgebung.
Diss. Utrecht.
- Bargon, E., 1960: Über die Entwicklung von Locker-
braunerden aus Solifluktionsmaterial im
vorderen Odenwald.
Zeitschr.f. Pflanzenern., Düngung, Boden-
kunde, 90 (135.) Bd, Heft 3.
- , --, 1961: Die Böden des Odenwaldes.
Z.dt.geol.Ges., 112, 589-590, Hannover.

- Bartz, J., 1937: Die pliozän-diluviale Entwicklung des Maintales.
Z.dt.geol.Ges., 89, 328-342, Berlin.
- ,---, 1960: Zur Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet.
Z.dt.geol.Ges., 111, 653-661, Hannover.
- ,---, 1961: Die Entwicklung des Flußnetzes in SW Deutschland.
Jh. geol.LA Baden Württemberg, 4 127-135, Freiburg i.Br.
- Bederke, E., 1959: Probleme des permischen Vulkanismus. Geol.Rundschau, 48, 8-10, Stuttgart.
- Behrmann, W., 1932: Morphologische Formengruppen der Erosion.
Z.d.Ges.f.Erdkunde zu Berlin, 370-378.
- ,---, 1939: Fußflächen, Rumpftreppen und Stockwerkbau. Kritische Bemerkungen zu neueren Lösungsversuchen der mit ihnen verbundenen Probleme.
Z.d.Ges.f.Erdkunde zu Berlin, 161-171.
- Bibelriether und Sperber, 1958: Diluviale Bodenbildung im Spessart.
Allgemeine Forstzeitschrift, 13, 421-424.
- Bohl, A., 1928: Beitrag zur Stratigraphie und Paläontologie der tertiären Ablagerungen im östlichen Mainzer Becken.
Abh.Senckenb.naturf.Ges., 41, 65-113, Frankfurt/M.
- Boom, G. van den, 1958: Sedimentpetrographische Untersuchungen der Terrassenschotter im Mittelrheingebiet.
Diss. Bonn.
- Brand, E., 1938: Diluviale Eiskeile bei Aschaffenburg.
Senckenbergiana, 20, 412-416, Frankfurt/m.
- Braun, W., 1921: Zur Entstehung der westdeutschen Tertiärquarzite.
Stbr. und Sandgrube, 20, H.19.

- Brelie, G. von der, K. Kilper, R. Teichmüller, 1959:
Das Pleistozänprofil von Frimmersdorf an
der Erft.
Fortschritte d.Geol. Rhlds und Westf., 4,
179-196, Krefeld.
- Brinkmann, R., 1948: Die Mitteldeutsche Schwelle.
Geol.Rundschau, 36, 56-66, Bonn.
- Brunnacker, K., 1963: Altpleistozäne Frostspalten
im Gebiet des Hahnbacher Sattels.
Geol.Blätter f.Nordost-Bayern, 13, 157-163.
Erlangen.
- Büdel, J., 1938: Das Verhältnis von Rumpftreppen zu
Schichtstufen in ihrer Entwicklung seit
dem Alutertiär.
Peterm. Geogr. Mitt., 84, 229-238, Gotha.
- , ---, 1957: Grundzüge der klimamorphologischen
Entwicklung Frankens.
Würzburger Geogr. Arbeiten, Heft 4/5, 5-46.
- , ---, 1957: Die "doppelten Einebnungsflächen"
in den feuchten Tropen.
Z.F.Geom., N.F., 1, 201-28, Berlin.
- , ---, 1961: Die Abtragungsvorgänge auf Spitz-
bergen im Umkreis der Barentsinsel auf
Grund der Stauferland-Expedition 1959/60.
in: Dt.Geographentag Köln, Tagungsber.u.
wissenschaftliche Abhandlungen, S.337-373.
Wiesbaden.
- Cailleux, A., 1942: Les Actions éoliennes périgla-
ciaires en Europe.
Mém.Soc.Geol.France; N.S. 46, 175. Paris.
- , ---, 1952: Morphoskopische Analyse der Ge-
schiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung
für die Paläoklimatologia.
Geol. Rundschau, 11-19, Bonn.
- Carlé, W., 1955: Bau und Entwicklung der Südwest-
deutschen Großscholle.
Beih. Geol.J., 16, 272 S., Hannover.

- Cech, F., und Padera, 1958: Messelit.
Chemie der Erde, 19, S. 436-449.
- Chelius, C., 1886: Erläuterungen zur geologischen
Karte des Großherzogtums Hessen.
Blatt Messel. Darmstadt.
- , --, 1902: Melaphyrgänge im Melaphyr bei
Darmstadt.
Centralbl.f.Min.Geol., 513-521. Stuttgart.
- Class, P., 1920: Die Flugdichte im Odenwald.
Diss. Giessen, (Masch. geschr.).
- Credner, W., 1922: Die Oberflächengestalt der kri-
stallinen Gebiete von Spessart und Oden-
wald. Eine vergleichende Morphologie.
Diss. Heidelberg. (masch. geschr.).
- Deecke, W., 1921: Die Stellung der oberheinischen
Massive im tektonischen Bau Deutschlands
und Mitteleuropas.
Z.dt.Geol.Ges., Montsber., 73, 19-39.
- Diehl, H., 1960: Die Landschaft und ihr Werden.
Der Landkreis Dieburg. (125. jähr. Jubil.
Kreissparkasse Dieburg) Reinheim.
- Diehl, O., 1927: Über einen Basaltdurchbruch süd-
westlich von Messel unweit Darmstadt.
Notizbl. d. Ver.f.Erdkunde u.d.geol. LA
zu Darmstadt, F.5, 10, 49-53.
- Dücker, A., 1933: Die Windkanter des Norddeutschen
Diluviums in ihren Beziehungen zu peri-
glazialen Erscheinungen und zum Decksand.
Jb.d.Preuß.Geol. Landesanst., Bd. 54. Berlin
- , ---, 1951: Über die Entstehung von Frostpal-
ten.
Naturw.Verein Schlesw.-Holst. 25, 58-64.
Kiel.
- , ---, 1954: Die Periglazialerscheinungen im
Holsteinischen Pleistozän.
Gött.Geogr.Abh., H.16, Göttingen.

- Dylik, J., 1956: Coup d'oeil sur la Pologne péri-glaciaire.
Biuletyn Periglacialny, 4, 195-238, Lodz.
- Erberich, G., 1937: Sedimentpetrographische Untersuchungen an rezenten Rheinsanden vom Mainzer Becken bis an die holländische Grenze.
Decheniana, 95, 1-40.
- Eiße, K., 1957: Kritische Betrachtung einer Methode zur Bestimmung des Rundungsgrades von Sandkörnern.
Neues Jb.Geol.Paläontologie, 9, 410-419.
Stuttgart.
- Falke, F., 1955: Die Grenzlagergruppe im saarpfälzischen Rotliegenden.
Notizbl.hess.LA f.Bodenf., 83, 153-6, Wiesbaden
- Fischer, Fried., 1962: Geomorphologische Beobachtungen zwischen dem mittleren Oberrhein und der mittleren Mosel.
Annales Universitatis Saraviensis - Scient. Vol. X, 13-48. Saarbrücken.
- Fließner, D., 1957: Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Odenwald.
F.z. Deutschen Landeskunde, Bd. 92, Remagen.
- Frechen, J. und E. Rosauer, 1959: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profiles von Klärlich im Neuwieder Becken.
Fortschr.d.Geol.Rheinlands u. Westf., 4, 267 - 282. Krefeld.
- Freyberg, B. von, 1926: Die Tertiärquarzite Mitteldeutschlands und ihre Bedeutung für die feuerfeste Industrie.
Stuttgart.
- Gallwitz, H., 1937: Fließerde und Frostspalten als Zeitmarken im Löß bei Dresden.
Geol. Rundschau.
- , ---, 1949: Eiskeile und glaziale Sedimentation.
Geologica, 2, Berlin.

- Geib, K.W., 1950: Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens. Notizbl.hess.LA f.Bodenf., 1,101-111, Wiesbaden.
- Gilewska, S., 1958: Rozwój Geomorfologiczny Wschodniej Części Włózyny Miechowskiej. Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii Prace Geograficzne Nr.13, 71 S. Warszawa.
- Graul, H., 1963: Zu geomorphologischen Problemen im Heidelberger Raum. in: Heidelberg und die Rhein-Neckarlande Festschr. 34.Dt.Geogr.Tag. 154-176. Heidelberg.
- Grupe, O., 1936: Über das hessische Pliozän und die Altersfrage der Basalte. Z.dt.Geol.Ges., 88-635-661, Berlin.
- Guggenmoos, Th., 1934: Über die Korngröße und Kornverteilung von Sanden verschiedener geologischer Entstehung. N.Jb. Min. Geol. Pal., Beil. Bd.72, 429-87 Stuttgart.
- Gurlitt, D., 1939: Hebung, Spaltung, Vulkanismus. Geometrische Analyse einer Randscholle des Rheintalgrabens. Geol. Rundschau, 30, 765-776.
- Harth-Rudolf, F., 1959: Beiträge zur Kenntnis der Bodenbildung auf Dünen im nördlichen Ober rheintal. 108 S. Diss. Freiburg i. Br.
- Häuser, F., 1954: Die Hanau-Seligenstädter Senke und Randgebiete. Topographie, Geologie, und Tektonik, 62 S. Hanau.
- Hempel, H., 1958: Eiszeitklima und Gesteinsstruktur - ihre Bedeutung für die asymmetrischen Talformen im Buntsandstein. Eiszeitalter u. Gegenw., 9, 49-60, Öhringen.

- Hirsch, L.G., 1952: Jungdiluviale Tektonik im Ober-
rheingraben.
Eiszeitalter u. Gegenw., 2, 97-105, Öhringen.
- Hövermann, J. und H. Poser, 1951: Morphometrische
und morphologische Schotteranalysen.
Proc. 3rd International Congress of Sedi-
mentology, 135-156, Groningen-Wageningen.
- Illies, H., 1962: Oberrheinisches Grundgebirge und
Rheingraben.
Geol. Rundschau, 52, 317-332, Stuttgart.
- Jacobj, F., 1960: Die Bodenverhältnisse im oberen
Modau-Tal (Odenwald) mit besonderer Be-
rücksichtigung von Bodenabtrag und Boden-
erhaltung.
Diss. Giessen.
- Jaeger, F., 1904: Über Oberflächengestaltung im Oden-
wald.
Z.Dt.Landes- u.Volkskde, 15, 3, Stuttgart.
- Jessen, O., 1938: Tertiärklima und Mittelgebirgs-
morphologie.
Z.d.Ges.f.Erkdde zu Berlin, 36-49, Berlin.
- Johnsson, G., 1956: Glacial Morfologiska Studier i
Södra Sverige.
Meddelanden från Lundes Universitets Geo-
grafiska Institution Avhandlingar 31, Lund.
- Kaiser, K.H., 1956: Geologische Untersuchungen über
die Hauptterrasse in der Niederrheinischen
Bucht.
Sonderveröffentl. Geol.Inst. Universität
Köln, 1, Köln.
- , -----, 1958: Wirkungen des pleistozänen Boden-
frostes in den Sedimenten der Niederrheini-
schen Brucht.
Eiszeitalter und Gegenw., 9, Öhringen.
- Kaiser, K.H., 1960: Klimazeugen des periglazialen
Dauerfrostbodens in Mittel- und West-
europa.

Eiszeitalter u. Gegenw., 11, 121-141.
Öhringen.

Kessler, A., 1927: Frostspalten bei Saarbrücken.
Jb.dt.Geol.Ges., 79.

Kirchheimer, F., 1957: Die Laubgewächse der Braun-
kohlenzeit.
Halle.

Klemm, G.A., 1901: Erläuterungen zur geologischen
Karte des Großherzogtums Hessen im Maß-
stab 1:25 000. VI. Lieferung Blätter Kel-
sterbach und Neu-Isenburg, Darmstadt.

-----, -----, 1903: Über einen bemerkenswerten Auf-
schluß im Melaphyr bei Messel.
Notizbl. des Ver.f.Erdkunde und geol. LA
zu Darmstadt, 24, 9-16, Darmstadt.

-----, -----, 1908: Bemerkungen über die Gliederung
des Odenwaldes.
Notizbl.d.Ver.f.Erdkde u.geol.LA zu Darm-
stadt, 29, 35-54, Darmstadt.

-----, -----, 1910: Erläuterungen zur geol.Karte des
Großherzogt.Hessen im Maßst. 1:25 000,
Blatt Messel, 2.Aufl. Darmstadt.

-----, -----, 1924: Bemerkungen über die Tektonik im
Odenwald.
Notizbl.d.Ver.f.Erdkde u.hess. geol.LA zu
Darmstadt, N.F., 7, Darmstadt.

-----, -----, 1938: Erläuterrungen zu Blatt Roßdorf.
Darmstadt.

Kliemek, K., 1961: Morfologia przelomu Warty przez
próg górnojurajski kolo Czestochowy.
Przeglad Geograficzny, 35, 3, 421-442.
Warszawa.

Klüpfel, W., 1928: Über die natürliche Gliederung
des hessischen Tertiärs und den Bewegungs-
mechanismus im tektonischen Senkungsfeld.
Geol. Rundschau, 19, 263-283.

- Klupfel, W., 1955: Studien des tektonisch-magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm.
Notizbl.hess.LA f. Bodenf., 83, VI.Folge 6, 131-152. Wiesbaden.
- Klute, F., 1949: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen.
Geogr. Rundschau, S.-A., 1-10. Braunschweig
- Körber, H., 1959: Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens.
Notizbl.hess. LA f.Bodenf., 87, 408-414, Wiesbaden.
- Kramer, F., 1941: Pflanzenbestand und Bodenreaktion der badischen, pfälzischen und hessischen Flugsandflächen.
Pollichia, N.F., 9, 13-40.
- Krumbein, C.W., 1941: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles.
Journal of Sedimentary Petrology, 2, 64-72.
- Kuenen, Ph.H., 1960: Experimental abrasion 4: Eolian action.
J.Geology, 68, 427-449, Chicago.
- Leffingwell, K., 1915: Ground-ice wedges the dominant form of ground-ice on the North coast of Alaska.
Journal of Geology.
- , ---, 1919: The Canning River Region of Northern Alaska.
U.S.Geol.Surv., Prof. Paper 109, Washington, D.C.
- Lehmann, H., 1948: Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe.
Erdkunde, 2, Bonn.

- Lehmann, H., 1948: Periglaziale Züge im Formen-
in der Umgebung von Bonn.
Erdkunde, 186- 190, Bonn.
- Lehmann, R., 1935: Die geologischen Verhältnisse
des Ölschiefervorkommens von Messel.
in: A.Riebeck'sche Montanwerke: Die Ge-
schichte einer mitteldeutschen Bergwerks-
gesellschaft, 345-48. Bruckmann, München.
- Lotze, F., 1932: Über Schichtaufrichtungen an Klüf-
ten. Z.d.t.geol. Ges., 84.
- Louis, H., 1957: Rumpfflächenproblem, Erosionszy-
klus und Klimamorphologie.
Machatschek-Festschrift, Peterm. Geogr.
Mitt. Erg.Heft 262, 9-26, Gotha.
- Ludwig, R., 1855: Versuch einer geographischen Dar-
stellung Hessens in der Tertiärzeit.
Notizbl.d.Ver.f.Erdkde. u.hess.geol.LA zu
Darmstadt, 14-17, 97-120, Darmstadt.
- Mädler, K. 1939: Die pliozäne Flora von Frankfurt/M.
Abh.Senckenb.naft.Ges., 446, 1-202.
Frankfurt/M.
- Matthess, G., 1956: Ein Beitrag zur Geologie des
Ölschiefervorkommens von Messel bei
Darmstadt.
Jb.u.Mitt.Oberrhein.Geol.Ver., N.F. 38, 11-21
Stuttgart.
- , ---- 1962: Vortrag auf der Jahrestagung d.
deutschen Geologischen Gesellschaft.
Frankfurt/M.
- Mattox, R.B., 1955: Eolian Shape Sorting.
J.Sedim.Petrol., 25, 101-114.
- Mensching, H., 1958: Glacis-Fussfläche-Pediment.
Z.f.Geomorphologie. N.F. 2, Berlin.
- Meynen, E., (Hg) 1956: Handbuch der naturräumlichen
Gliederung der Bundesrepublik Deutschland
3.Lieferung, 339-340, Bad Godesberg.

- Murawski, H., 1960: Das Zeitproblem bei der Tektonogenese eines Großgrabensystems.
Notizbl.hess. LA f. Bodenf., 88, 294-342.
Wiesbaden.
- Nöring, F., 1951: Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen.
Notizbl.hess. LA f. Bodenf., 2, 22,
Wiesbaden.
- , ---, 1951 a: Tektonische Auswertung einer Reliefkarte von Hessen.
Notizbl.hess. LA f. Bodenf., 2, 67-73.
Wiesbaden.
- , ---, 1955: Ofene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen.
Notizbl.hess. LA f. Bodenf. 83, 157-166.
Wiesbaden.
- Nöring, F., E. Schein, Udluft, H., 1957: Das Tertiär in der Niederhessischen Senke, im Vogelsberg und seinen Randgebieten sowie in Untermaingebiet. Erläuterungen zu Bl. Frankfurt/M., Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000, Remagen.
- Nörvang, A., 1942: Frostspalter i Jylland
Medd. Dansk Geol. Forening, 10
København.
- Ostheimer, A., 1957: Die diluvialen Rhein und Neckar-Terrassen im Rheintalgraben und am Odenwaldrand.
Diss. Giessen.
- Oestreich, K., 1905: Die Oberflächengestaltung des Odenwaldes.
Geogr.Z., 704-705.
- Paterson, T.T., 1940: The effects of forest action and solifluction.
Quarterly J. Geol. Soc., London.
- Pfeffer, P., 1951: Methodische Erfahrungen bei der Untersuchung hessischer Böden.
Notizbl. hess. LA f. Bodenf., 2, Wiesbaden

- Picard, K., 1961: Pseudo-Eiskeile im Ton bei Kellinghausen (Mittelholstein).
Schr.Naturw.Ver.Schlesw.Holst., 32, 84-86, Kiel.
- Poser, H., 1947: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit.
Naturwissensch., 34, 232-238, Berlin.
- , ---- 1951: Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima.
Eiszeitalter und Gegenwart, 1, 27-35, Öhringen.
- Pratje, O., 1938: Die Ausdeutbarkeit der Sedimente.
Geol. Rundschau., 29, 168-174, Stuttgart.
- Radlowska, C., 1963: Rzeźba Polnocno-wschodniego Obrzeżenia gór Świetokrzyskich. 178 S.
Prace Geograficzne, Nr. 38.
Polska Akademia Nauk, Inst. Geogr.
Warszawa.
- Reinach, A.von, 1894: Resultate einiger Bohrungen, die in den Jahren 1891-93 in der Umgebung von Frankfurt ausgeführt wurden.
Ber.Senckenb.naturf.Ges., 17-42, Frankfurt.
- Riedel, W., 1908: Die Einteilung des Odenwaldes in orographische Gruppen.
Geograph. Mitteilungen aus Hessen, 4, 65-116.
- Rittenhouse, G., 1943: A visual method of estimating twodimensional sphericity.
J.Sedimentary Petrol., 12, 79-81, Tulsa, O.
- Rüger, L., 1933: Paläomorphologische Probleme aus dem Odenwald.
Central bl.f.Min. Geol. u. Paläont. Abt.B. 542-552.
- Russel, R.D. u. R.E.Taylor, 1937. Roundness and shape of Mississippi River sands.
J.Geology, 45, 225-267, Chicago.

- Salomon, W., 1924: Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge und ihre Einwirkung auf die pliozäne Rumpffläche des Kraichgaues und Odenwaldes.
Sitzgs.Ber.Heid.Akad.Wiss.,math.natw.Klasse, 3. Abh., Abt.A, 1-38, Heidelberg.
- Schenk, E. 1955: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden.
Abh.hess. L.A. f. Bodenforschung, 13.
Wiesbaden.
- Schmid, J., 1955: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. Heidelberg.
- Schmitt, O., 1955: Die Darmstädter Flugsande und Dünnensande.
Der Aufschluß, 2. Sh., 82-86, Roßdorf.
- ,---, 1961: Der geologische Untergrund.
in: Nahrgang,K.(Hg)Stadt u. Landkreis Offenbach am Main, Atlas für Siedlungskunde Verkehr ...I,6/6, W. Kramer, Frankfurt/M.
- Schmitthenner, H., 1927: Südwestdeutsche Stufenlandschaft und der Graben der Rheinebene in ihren Beziehungen zueinander.
Festschr. 22.dt.Geogrtg.,Beitr.oberrh.Lk. 21-31, Karlsruhe.
- ,---, 1943: Das Alter der Abtragungslandschaften im außeralpinen Deutschland.
Geogr. Z., 49, 248-257.
- Schneider, H., 1932: Morphologie des Buntsandstein-odenwaldes.
Frankfurter Geogr. H. Jgg. 6, 2,
Frankfurt/M.
- Schönhals, E., 1954: Die Böden Hessens und ihre Nutzung.
Abhandlungen des hess. L.A.f.Bodenf., 2,
Wiesbaden.
- ,---, 1955: Ein besonderer periglazialer Buntsandsteinschutt im Schlitzerland.
Notizbl.hess.LA f.Bodenf.,83,295-299,
Wiesbaden.

- Schottler, W., 1926: Die quartären Sandablagerungen der Umgebung von Darmstadt und ihre Bodenprofile.
Notizbl.d.Ver.f.Erdkde u. hess. geol. IA.
zu Darmstadt, (V) 8, 174-196.
Darmstadt.
- Schrepfer, H., 1924: Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald.
F.z.dt.Landes- u.Volkskde, 23, H.3, 189-224,
Stuttgart.
- Schwarzbach, M., 1952: Ein Pseudo-Eiskeil aus den Albaner Bergen bei Rom.
Geol. Rundschau, 40.
- , ---, 1961: Das Klima der Vorzeit, eine Einführung in die Paläoklimatologie.
2. Aufl., Stuttgart.
- Sekyra, J., 1960: Frost action on the ground with special reference to Czechoslovakia.
Geotechnica, 27, 164 S. Praha.
- Selzer, G., 1936: Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens.
Geol. Rundschau, 27.
- Semmelmann, F.R., 1963: Keilspalten im Rotliegenden bei Götzenhain.
Stadt- u. Landkreis Offenbach a. Main
Studien und Forschungen, Heft 9, 229- 232
Frankfurt/M.
- , -----, 1963: Periglazialschutt und Eiskeilspalten am Alten Berg im nördlichen Sprendlinger Horst.
Rhein-Mainische Forschungen, 54, 147-157,
Frankfurt/M.
- Sindowski, K.H., 1937: Zur Sedimentpetrographie des Oberpliozäns und Altdiluviums der mittleren Oberrheinebene.
Z.dt.Geol.Ges. 89, 409-418,
Berlin.

- Sindowski, K.H., 1937: Physikalische Untersuchungsmethoden.
in: Bentz, A.: Lehrbuch der angew. Geologie, 1, Stuttgart.
- Soergel, W., 1932: Diluviale Frostspalten im Deckschichtenprofil von Ehringsdorf.
Fortschr.d.Geol.u.Paläont., XI.
- , ---- Diluviale Eiskeile.
Z.dt.Geol.Ges., 88, 223-247,
Berlin.
- , ---, 1942: Die eiszeitliche Temperaturminderung in Mitteleuropa.
Jahresber. u. Mitt.d.oberrh.geol Ver.
31, 59-100.
- Spitz, W., 1910: Eine bronzzeitliche Kulturschicht und das Alter der Dünen in der nördlichen oberrheinischen Tiefebene.
Ber.Vers.Oberrhein.geol.Ver., Bd43,
Karlsruhe.
- Spreitzer, H., 1951: Piedmontreppen in der regionalen Geomorphologie.
Erkunde, 5, 294-305, Bonn.
- Steege, A., 1944: Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein.
Geol. Rundschau., 34.
- Stille, H., 1936: Die hessische Tiefe im tektonischen Großbilde Europas.
Z.dt.Geol. Ges., 88, 669-680.
Berlin.
- Straub, E.W., 1955: Über einen Fund von fraglichem Mitteleozän im Erdölfeld Stockstadt bei Darmstadt.
Notizbl.d.hess.LA f. Bodenf., 83, 220-227,
Wiesbaden.
- Strigel, A., 1912: Geologische Untersuchungen der permischen Abtragungsfläche im Odenwald und den übrigen deutschen Mittelgebirgen.
Verh.d.Naturh.-Med.Ver. zu Heidelberg.
N.F.12, 63-172; 13 (1914) 1-243,
Heidelberg.

- Strigel, A., 1912: Geologische Schichtaufbierung und kretazische alttertiäre Landoberflächen in Südwest-Deutschland. Geol.R., 37, 42-50.
- Taber, S., 1943: Perennially frozen ground in Alaska.
Bull.Geol.Soc.America, N.Y., 54.
- Thauer, W., 1954: Morphologische Studien im Frankenwaldvorland.
Mitt. Fränkische Geogr. Ges., 1, 1-231.
- Thiel, G.R., 1940: The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size.
J.Sedim.Petrol. 10, 103-124.
- Tricart, J., 1956: Cartes des phénomènes periglaciaires quaternaire en France.
Paris.
- Tobien, H., 1958: Paläontologie des mitteleozänen Ölschiefervorkommens von Messel.
Z.dt.Geol. Ges., 109, 665-666,
Hannover.
- Troll, C., 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde.
Geol.Rdschau, 34, 545-694.
- , ---, 1947: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung.
Erdkunde 1, 162-175,
Bonn.
- , ---, 1957: Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvoglazialen und periglazialen Bereich.
Peterm.Geogr.Mitt., Erg.-H. 262, 213-26,
Gotha.
- Udluft, H., 1951: Der geologische Aufbau und die Entstehung der hessischen Tonvorkommen.
Tonindustrie Ztg., 75.
- , ---, 1957: Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500 000. Erläuterungen zu Blatt Frankfurt/M. Remagen.

- Veit, E., 1955: Die Tiefbohrungen bei Pfungstadt und der Bau des Rheintalgrabens im Raum Darmstadt.
Z.dt.Geol.Ges., 105, 150-151, Hannover.
- Wagner, W., 1950: Diluviale Tektonik im Senkungsbe-
reich des nördlichen Rheintalgrabens und
an seinen Rändern.
Notizbl.hess.LA. f. Bodenf., 1, 177-192,
Wiesbaden.
- , --- 1950a: Das Erdöl im Rheintalgraben mit
besonderer Berücksichtigung der Neubohrun-
gen im Untermiozän Hessens.
Z.dt.Geol.Ges., 100, 518-20, Hannover.
- , ---, 1952: Der geologische Aufbau an der
Fundstelle der Hügel-Bronzegräber 1200 m
südöstlich Wixhausen bei Darmstadt.
Notizbl.d.hess. LA.f.Bodenf. 3, 171-5,
Wiesbaden.
- , ---, 1959: Das Aquitan zwischen Schweizer
Jura und Niederhessen.
Notizbl.d.hess.LA.f.Bodenf. 87, 376-97,
Wiesbaden.
- Walker, Th.R., 1957: Frosting of Quartz Grains by
Carbonate Replacement.
Bull.Geol.Soc., 68, 267-68.
- Walter, W., 1950: Dünenstudien im Schwanheimer Wald
bei Frankfurt.
Rhein.Mainische Forschungen, 28, Frankfurt.
- Weber, H., 1958: Die Keilspalten von Burgtonna in
Thüringen.
Z.f. Geomorphologie, N.F., 2, 305-308. Berlin.
- Weickmann, L., 1932: Beobachtungen von Strukturböden
während der Polarfahrt des "Graf Zeppelin".
Ber.Sächs.Akad.Wiss., math.-phys.Klasse.
84, 121-122.
- Weinberger, L., 1947: Periglaziale Erscheinungen ...
Salzach-Vorland-Gletscher.
Gött.Geogr.Abh. 15, T.2. Göttingen.

- Wenz, W., 1931: Zur Stratigraphie und Tektonik der jüngeren Ablagerungen des Mainzer Beckens. Geol. Rundschau, 22, 169-179.
- , ---, 1933: Pliozäne Ablagerungen und jüngere Tektonik des Mainzer Beckens. Senckenbergiana., 15, 250-253. Frankfurt/M.
- Wittich, E., 1898: Beiträge zur Kenntnis der Messerler Braunkohle und ihrer Fauna. Abh. herzogl. hess. geol. LA. zu Darmstadt. III. Folge, 3, Darmstadt.
- Wittmann, O., 1936: Diluvialprofile mit periglazialen Erscheinungen im Donaugebiet bei Immingen. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 25. Jgg.
- Wirth, E., 1953: Grundlagen und Aussichten der Erdölsuche im Rheintalgraben. Z. dt. Geol. Ges. 105, 32-46. Hannover.
- Weyl, R., 1938: Sedimentpetrographische Studien zur Paläogeographie des Oligozäns. N. Jb. Mineral., 80, Abt. B. 31-62.
- Zeuner, F., 1935: Diluviale Frostspalten in Schlesien. Jahresber. geol. Ver. Oberschlesien. Breslau.
- Zienert, A., 1957: Die Großformen des Odenwaldes. Heidelberger Geogr. Arbeiten. Heft 2. Heidelberg.
- Zimdars, J., 1958: Über Kornoberflächen von Sanden. Eine kritische Betrachtung der morphoskopischen Quarzkornanalyse. 90 S. Diss. Tübingen (masch. geschr.).
- Zimmermann, H., 1956: Die Waldstandorte im Wuchsbezirk Rhein-Main-Ebene. o. O. masch. geschr.

Kartenmaterial:

Topographische Karte 1:25 000 des hessischen Landesvermessungsamtes

Blätter: 5817, 5818, 5819, 5917, 5918, 5919, 6016, 6017, 6018, 6019, 6117, 6118, 6119, 6217, 6218.

Topographische Karte 1:50 000 des hess. Landesvermessungsamtes.

Blätter: 5916, 5918, 6116, 6118, 6316, 6318;

Ausgaben L und D.

Topographische Übersichtskarte des deutschen Reiches 1: 200 000.

Bl.: 151, Ausgabe D.

Geologische Karte 1:25 000.

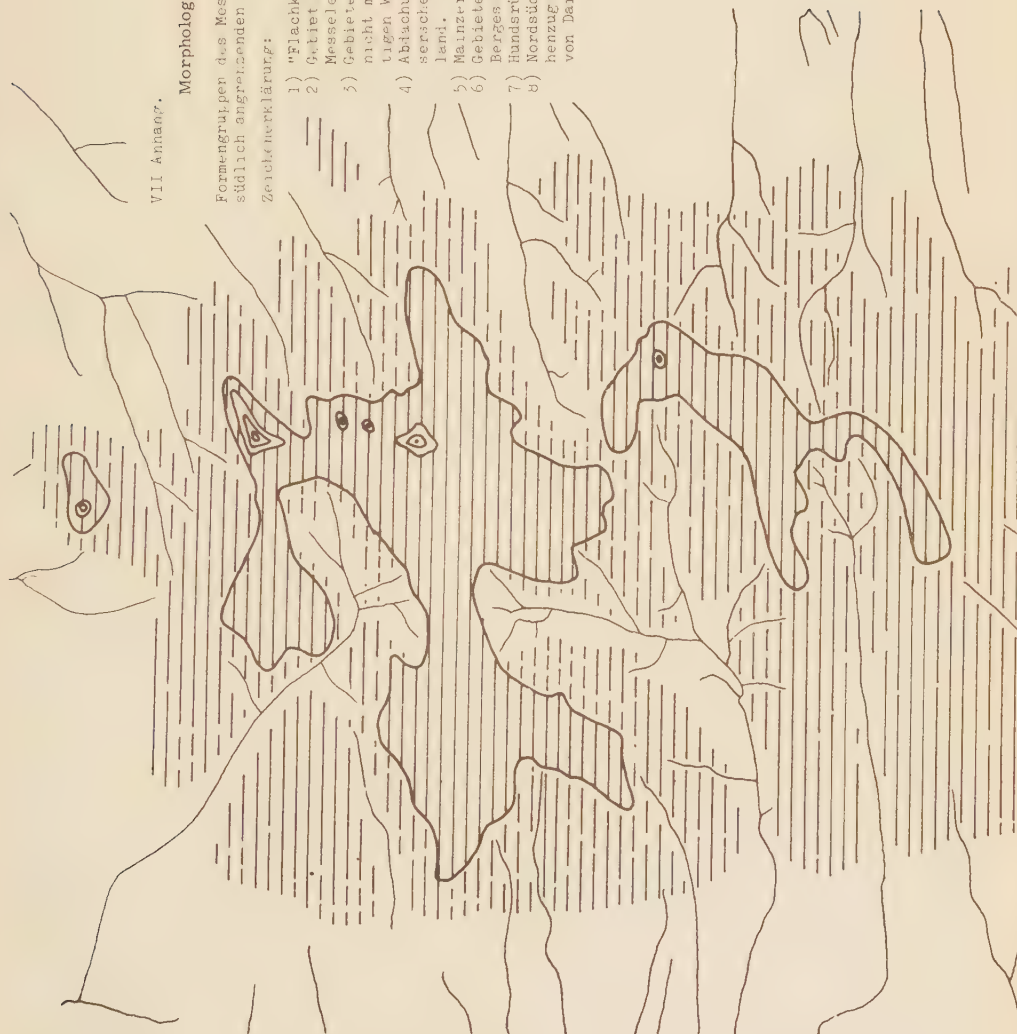
Blätter: 5917, 5918, 6017, 6018, 6019, 6118 m. Erl.

Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes 1:100 000 bearbeitet von G.Klemm, 2.Aufl. Darmstadt 1929.

Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000, herausgegeben v. Bundesministerium für Wirtschaft, Remagen 1957 mit Erläuterungen (s.Udluft u. Mitarbeiter, 1957).

E R R A T A

- S. 16, Z. 18: 1:210.000
S. 17, Z. 23: finden sich bei
S. 19, Z. 2: Hügellandes
S. 25, Z. 3: 1:16.500
S. 32, Z. 30: Schotteranalyse
S. 36, Z. 9: Einzelaufschluß
S. 36, Z. 25: hat im Messeler Hügelland
S. 39, Z. 6: in den Solifluktiionsdecken
S. 45, Z. 3: links: Am Alten Berg
S. 45, Z. 4: rechts: Östlich von Messel
S. 46, Z. 10: Abweichungen von dieser Grundform
S. 52, Z. 2: Aufschluß östlich von Messel
S. 53, Z. 1: Profilabschnitt
S. 53, Z. 9: in erster Linie die Eiskeilspalten
S. 55, Z. 31: Korngrößenanalyse
S. 65, Z. 8: des oberen Solifluktiionshorizontes
S. 66, Z. 35: Die Annahme
S. 79, Z. 6: vom Untersuchungsgebiet
S. 85, Z. 37: Kurve 1 (mehr als 60 %)
S. 93, Z. 17: Profile - vorwiegend
S. 94, Z. 37: sind infolge des Fehlens
S. 95, Z. 38: die bereits eine pliozäne Zerschnei-
dung der Grabenschulter als Folge
hätte zeitigen können.



VII Annao7.

Morphologische Übersicht

Formengruppen des Messeler Hügellandes und der südlich angrenzenden Randzone des Odenwaldes.

Zeichenerklärung:

- 1) "Flachkuppen"
- 2) Gebiet der Wasserscheide im Messeler Hügelland.
- 3) Gebiete mit 160 + m Höhe, die nicht mehr im Bereich der heutigen Wasserscheide liegen.
- 4) Abhängungsrelief von der Wasserscheide im Messeler Hügelland.
- 5) Mainzer Berg Niveau..
- 6) Gebiete im Niveau des Mainzer Berges sogen. "Umlaufsaum".
- 7) Hunderstück Rehkopf Niveau.
- 8) Nord-südlich verlaufender Höhenzug am Odenwaldrand, südlich von Darmstadt.

Abbildung 3



Lebenslauf

Am 16 April 1932 wurde ich in Bocholt geboren. Meine Eltern sind Oberstudiendirektor Dr. Oskar E. Semmelmann und Julie Semmelmann, geborene Hölscher.

Ich besuchte in meiner Heimatstadt von 1938 - 42 die städtische Volksschule (Langenberg) und von 1942 - 52 die Oberschule für Jungen, das spätere St. Georg-Gymnasium.

Seit dem Sommersemester 1952 war ich an den Universitäten Münster, München, Reading (England), Marburg, Kansas (U.S.A.) und Frankfurt eingeschrieben und studierte Geographie, Geologie, Anglistik und Amerikanistik sowie Philosophie. Meine Akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten: Adorno, Engel, Erzgräber, Fischer, Gordons, Guardini, Hendrick, Horkheimer, Jenks, Kanter, Kleinschmitt v. Lengefeld, Knoss, Kockel, Kollmorgen, Kraussel, Krejci-Graf, Krenzlin, Krömmelbein, Küchler, Kuhn, Lehmann, Lersch, Louis, McPartridge, Mertner, Miller, Müller-Wille, Mutschmann, O'Daniel, Oppel, Pieper, Reich, Rein, Scharlau, Schnabel, Schönhals, Schott, Schücking, Simonett, Smith, Timmermann, Viebrock und Weber.

Im Anschluß an das Studienjahr als Fulbright-Stipendiat (1956/57) war ich am Geographischen Institut der University of Kansas, bei einem privaten Forschungsinstitut (Community Studies Inc., Kansas City, Mo.) und später an der Universität Rio Grande do Sul, Brasilien tätig.

EDITORA MERIDIONAL "EMMA"

Vigário José Inácio, 368 - 13º andar - PALEGRE